# Geologie und Petrographie des obern Val d'Isone

(südliches Tessin)

---

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE

VORGELEGT DER

PHILOSOPHISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT

DER

UNIVERSITAT BASEL

VON

**AUGUST SPICHER**

von **Basel**

ZÜRICH 1940

Diss.-Druckerei A.-G. Gebr. Leemann & Co.

Stockerstr. 64.

# Geologie und Petrographie des obern Val d'Isone

(südliches Tessin)

---

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE

VORGELEGT DER

PHILOSOPHISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT

DER

UNIVERSITÄT BASEL

VON

**AUGUST SPICHER**

von **Basel**

ZÜRICH 1940

Diss.-Druckerei A.-G. Gebr. Leemann & Co.

Stockerstr. 64.

Genehmigt von der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät auf Antrag der Herren Professoren M. Reinhard und A. Buxtorf.

Basel, den 9. Januar 1940

Prof. T. Reichstein
Dekan

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Separatdruck aus „Schweizerische Mineralogische Petrographische Mitteilungen“
Band XX, Heft 1, 1940

Sonderdruck aus „Schweiz. Min. Petr. Mitt.“, Band XX, 1940

# Geologie und Petrographie des obern Val d'Isone (südliches Tessin)

Von *August Spicher*, Basel

## Inhaltsverzeichnis

Seite

Vorwort . . . . . 18
Einleitung . . . . . 19
Petrographischer Teil . . . . . 22
I. Paragneise . . . . . 23
1. Allgemeines . . . . . 23
2. Beschreibung der Gesteinstypen . . . . . 23
A. Schiefriger Biotit- und Zweiglimmerplagioklasgneis . . 23
B. Hornfelsartige Paragneise . . . . . 25
C. Einschlüsse im Paragneis . . . . . 27
D. Leukokrate Lagen im Hornfelsgneis . . . . . 30
E. Glimmererzquarzite . . . . . 31
F. Phyllite . . . . . 32
3. Mylonitisierung der Paragneise . . . . . 32
4. Entstehung der Paragneise . . . . . 33
II. Misch- bis Paragneise . . . . . 34
A. Körnig bis dünnflaseriger Zweiglimmerplagioklasgneis . . 34
B. Zweiglimmergneise mit Feldspatknoten . . . . . 36
C. Giumellogneise . . . . . 37
D. Stabiellogneise . . . . . 39
III. Ortho- bis Mischgneise mit vorwiegend Orthomaterial . . . 40
1. Allgemeines . . . . . 40
2. Beschreibung der Gesteinstypen . . . . . 41
A. Biotitgneise . . . . . 41
B. Zweiglimmergneise . . . . . 42
C. Aplitische Gneise . . . . . 43
D. Hornblendegneise . . . . . 43
E. Flaseriger Zweiglimmergneis mit Feldspataugen . . . 45
3. Chemismus und genetische Verhältnisse der Misch- und Orthogneise 45
IV. Amphibolite und Gabbrogesteine . . . . . 48
1. Allgemeines . . . . . 48
2. Beschreibung der Gesteinstypen . . . . . 49
A. Hornblende-Plagioklasamphibolite . . . . . 49
a) Schiefriger Hornblende-Plagioklasamphibolit . . . 49
b) Körniger Hornblende-Plagioklasamphibolit . . . 51
c) Lagenamphibolit . . . . . 52
d) Saussuritamphibolit . . . . . 53

Seite

B. Granatamphibolit . . . . . 54
C. Eklogitamphibolit . . . . . 55
D. Epidotamphibolit mit Granatschlieren . . . . . 57
E. Strahlstein-Plagioklasamphibolit . . . . . 60
a) Flaseriger Strahlstein-Plagioklasamphibolit . . . . 61
b) Lagiger Strahlstein-Plagioklasamphibolit . . . . 62
F. Strahlsteinschiefer . . . . . 63
G. Uralitgabbro . . . . . 63
3. Genetische Verhältnisse . . . . . 65
V. Ultrabasische Metamorphite . . . . . 66
Vorkommen Val Mara-Alpe Zalto . . . . . 67
Vorkommen E der Alpe Tevreo . . . . . 68
Verbreitung der verschiedenen Gesteinstypen . . . . . 69
Gesteinsbeschreibung . . . . . 69
A. Diallagfelse . . . . . 70
B. Olivin-Diallagfelse . . . . . 71
C. Hornblendefelse . . . . . 71
D. Biotit-Hornblendefelse . . . . . 72
E. Bronzit-Olivinfelse . . . . . 73
F. Olivinfelse . . . . . 77
G. Serpentine . . . . . 77
H. Phlogopit-Olivinfelse . . . . . 78
Kluftmineralien der ultrabasischen Gesteine . . . . . 79
Genetische Verhältnisse . . . . . 81
VI. Diabasgänge . . . . . 84
VII. Mylonite, Gangmylonite . . . . . 84
Geologie . . . . . 86
a) Wurzelzone . . . . . 87
b) Insubrische Zone . . . . . 87
Morphologie . . . . . 90
Zusammenfassung . . . . . 96
Literaturverzeichnis . . . . . 98

## Vorwort

Die vorliegende Arbeit ist auf Vorschlag von Herrn Prof. M. Reinhard entstanden. Die geologische Kartierung im Masstab 1:10 000 wurde im Sommer 1937 und im Frühling und Sommer 1938 durchgeführt. Die Verarbeitung des Dünnschliffmaterials sowie die Ausführung der beiden Gesteinsanalysen erfolgte im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel.

Ich möchte an dieser Stelle Herrn Prof. M. Reinhard für das Interesse, das er meiner Arbeit stets entgegenbrachte und für die gründliche Einführung in die Arbeitsmethoden meinen herzlichsten Dank aussprechen. In verdankenswerter Weise hat er mir auch ein reiches Schliffmaterial mit Gesteinsproben, die er bereits von meinem Gebiet gesammelt hatte, zur Verarbeitung überlassen. Manche Anregung in Vorlesungen, Exkursionen und Aussprachen verdanke ich den Herren Prof. A. Buxtorf, Dr. A. Rittmann und Dr. O. Grütter. Herrn Dr. P. Bearth schulde ich Dank für die Einführung in die chemische Gesteinsanalyse.

## Einleitung

Das Gebiet des Sottoceneri[1]), geologisch der sog. Insubrischen Zone angehörend, war, was die petrographische Untersuchung anbetrifft, eines der meist vernachlässigten Gebiete in den Schweizeralpen. Einzelne Beschreibungen finden sich nur beiläufig in grössern ältern Werken von Studer (46), Taramelli (47) und Heim (20). Die einzigen geologischen Karten, welche das untersuchte Gebiet umfassen, sind die Blätter 19 Bellinzona-Chiavenna und 24 Lugano-Como der Dufourkarte im Masstab 1:100 000 und die geologische Karte von Taramelli 1:150 000 (48). Auf dieser gibt er eine Zweiteilung des Gebietes an. Der nördliche Teil soll von Gneisen und Glimmerschiefern eingenommen werden, der südliche von Glimmerschiefern und Serizitschiefern. Beide Formationen sind durch eine Linie getrennt, die vom Ceneripass gegen den Monte Garzirola[2]) zu verläuft.

Novarese gibt in seiner Arbeit „La zona del Canavese" (30) eine Übersicht über das Seengebirge. Er teilt es in eine NW-liche Zone der Diorite und Kinzigite (nur westlich vom Lago Maggiore) und in eine SE-liche der Gneise und Glimmerschiefer (Formazione dei laghi). Unser Gebiet liegt nach der geologischen Übersichtskarte zu schliessen ganz in dieser Seenzone und umfasst sowohl Biotitgneise als auch Glimmerschiefer.

Cornelius (11) beschreibt einzelne Gesteinstypen des Gebietes südlich der Iorio-Tonale-Linie, und M. Reinhard (36) hat im geologischen Führer der Schweiz eine Charakterisierung der verschiedenen Gesteine im Grundgebirge des Sottoceneri gegeben.

Mehrere Autoren befassten sich mit der tektonischen Stellung des Seengebirges, so besonders Argand (5), Staub (44) und Cornelius (11). In seiner grundlegenden Studie „Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass" widerlegt Cornelius die Staubsche Wurzeltheorie und nimmt an, dass die oberostalpinen Decken die direkte Fortsetzung der Südalpen darstellen und en bloc nach N überschoben worden sind. Die Trennung der beiden Gebiete erfolgte nachträglich an der insubrischen Verwerfung.

Die vorliegende Arbeit bildet ein Glied der Untersuchungen, die in den letzten Jahren von Basel aus im Kristallin des insubri-

---

[1]) Unter Sottoceneri versteht man das Gebiet im Tessin, das südlich der Magadinoebene gelegen ist, im Gegensatz zum Sopraceneri, der das ganze Gebiet nördlich davon umfasst.

[2]) Schreibweise der topographischen Karte; die Einheimischen schreiben Gazzirola.

schen Grundgebirges auf Schweizerboden durchgeführt wurden. Bis jetzt sind folgende regionalgeologische und petrographische Beschreibungen erschienen: P. BEARTH (7) über Ganggesteine des Malcantone, BÄCHLIN (6) über das M. Tamarogebiet und in jüngster Zeit über das Ioriogebiet von M. REINHARD (38). Als weitere Arbeiten sind diejenigen von KELTERBORN (24) und BURFORD (10) über das Malcan-

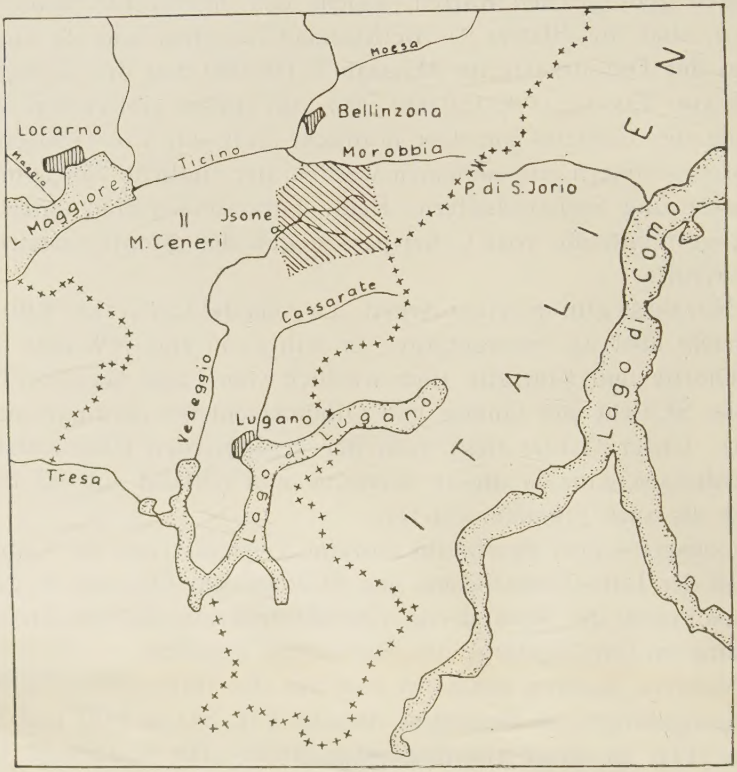


Fig. 1. Topographische Übersichtsskizze zwischen Lago Maggiore und Lago di Como. 1:500 000. Schräg schraffiert: geologisch kartiertes Gebiet, auf Tafel I dargestellt.

*Für die Figuren 1–3 ist der Druck am 17. Juni 1940 behördlich bewilligt worden, gemäß BRB vom 13. Oktober 1939.*

tone zu erwähnen. Unveröffentlicht sind noch die Aufnahmen von Prof. REINHARD im Medeglia-Bigoriogebiet und im Val Colla. Das in vorliegender Arbeit behandelte Gebiet wurde bis jetzt noch nicht geologisch-petrographisch bearbeitet, mit Ausnahme eines schmalen Streifens am E-Rand, der schon von Prof. REINHARD für das Atlasblatt Iorio im Masstab 1:25 000 kartiert wurde.

Das Untersuchungsgebiet verteilt sich auf folgende Blätter des topographischen Siegfriedatlas:

515 Bellinzona, 516 Iorio, 538 Taverne, 539 Bogno. Die Überdruckblätter 1:50 000 Lugano-Bellinzona und Monte Ceneri umfassen das ganze Gebiet. Lage und Begrenzung des kartierten Teiles sind auf der topographischen Übersichtsskizze Figur 1 dargestellt.

Methodisches. Die optischen Daten der Feldspäte (Achsenwinkel, An-Gehalt der Plagioklase) und der dunklen Gemengteile (Achsenwinkel, Auslöschungsschiefe) wurden mit dem Universaldrehtisch ermittelt. Zur Bestimmung der Doppelbrechung wurde der Gangunterschied mit dem Berek-Kompensator und die Schliffdicke mit der Mikrometerschraube gemessen. Die Brechungsindices wurden an Spaltblättchen nach der Immersionsmethode ermittelt.

## Einführung in die Topographie

Vergleiche Figur 2

Das untersuchte Gebiet liegt südlich Bellinzona und gehört in seiner Gesamtheit zum Sottoceneri. Die nördliche Grenze wird durch das untere, schluchtartige Talstück der Morobbia und durch die Magadinoebene gebildet. Der nach Süden steil ansteigende Talhang zeigt zahlreiche terrassenförmige Absätze; auf ihnen liegen im Valle Morobbia die Monti di Camorino (Margnetti), Verona, Certara und Stagno.

Die Wasserscheide gegen das Flussystem des Vedeggio wird durch einen Kammrücken gebildet, der im westlichen Teil (Monti della Cima) flache Buckel und Senken in ca. 1000 m Höhe aufweist, deren Entstehungsgeschichte im morphologischen Teil besprochen wird. Von der Alpe del Tiglio nimmt der Kamm gegen Osten rasch an Höhe zu und gipfelt in der Pizzo di Corgella-Gruppe (1707 m). Die Wasserscheide biegt dann weiter östlich gegen Süden um und steigt zum Camoghè (2232 m) an, der höchsten Erhebung des Sottoceneri.

Das in NE-SW Richtung verlaufende Val d'Isone (Vedeggio) gabelt sich ca. 1 km NE Isone in das Val Caneggio und in das Val Sertena. Beide Taläste werden getrennt durch einen Kamm, der gegen E ansteigt und zum Camoghè führt. Von links münden zahlreiche Seitentäler in das Val Sertena und in das obere Val d'Isone (so das Valle Grande, das Val Forgnetto und das Val Mara), während das Haupttal von rechts nur kleinere Wasserrinnen aufnimmt.

Die Wasserscheide zwischen Val d'Isone und Val Colla (im S ausserhalb Figur 2) bildet die südliche Abgrenzung des Untersuchungsgebietes. Es handelt sich um einen flachen Kammrücken, aus dem der Monte Caval Drossa (1635 m), der Monte Bar (1820 m),

der Moncucco (1729 m) und der Monte Garzirola (2115 m) kuppenartig hervorragen. Zwischen Garzirola und der Cima Segur verläuft die Landesgrenze gegen Italien. Von hier aus führt ein nach beiden Seiten steil abfallender Grat nach NNW zum Camoghè.

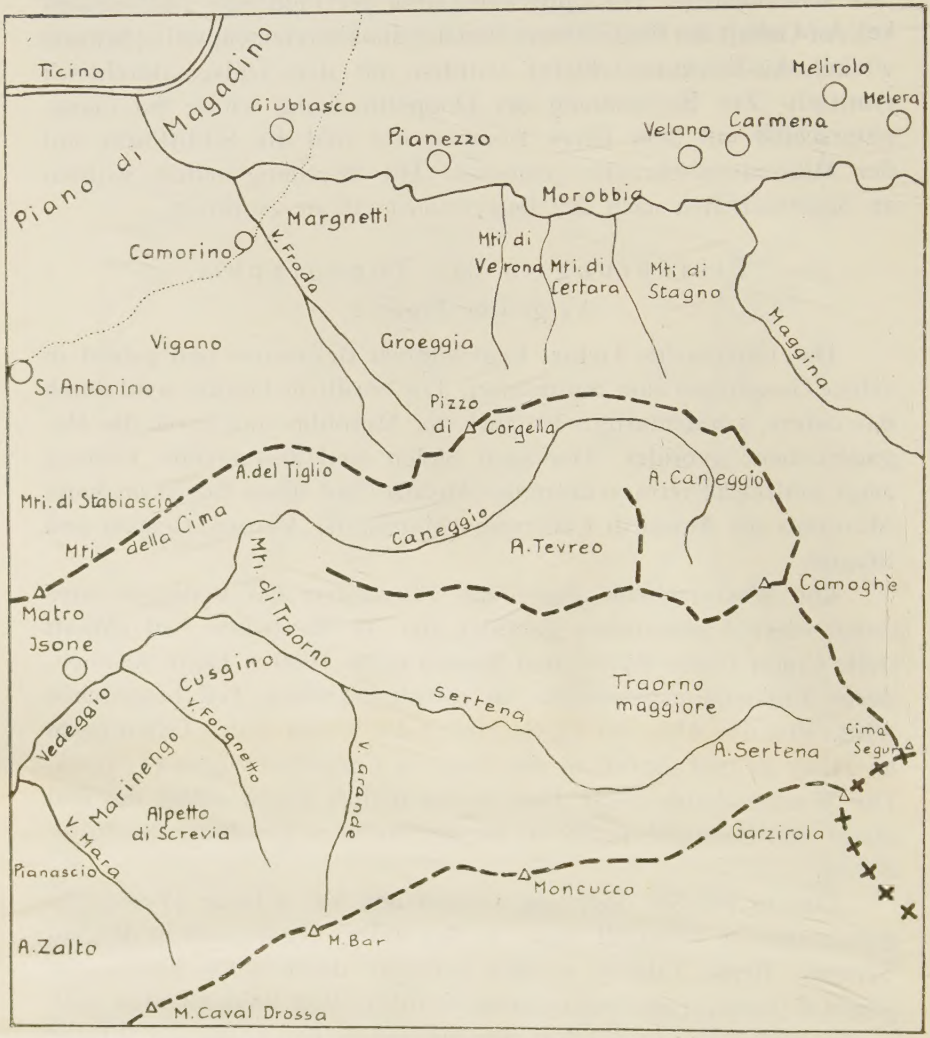


Fig. 2. Topographische Skizze des untersuchten Gebietes. Gestrichte Linien: Wasserscheiden. 1: 75000.

## Petrographischer Teil

Am Aufbau des untersuchten Gebietes beteiligen sich Paragneise, Mischgneise, Orthogneise, Amphibolite und peridotitische Gesteine. Die verschiedenen Gneise sind im wesentlichen ähnlich ausgebil-

det wie im Tamarogebiet, wo sie von BÄCHLIN (6) untersucht worden sind, deshalb wurde die Beschreibung kurz gehalten. Ausführlicher wurden hingegen die basischen und ultrabasischen Gesteine behandelt, da sie hier etwas reichlicher auftreten als im übrigen Kristallin des Sottoceneri. Zur Orientierung über die chemischen Beziehungen zwischen den verschiedenen Gneisen wurde ein Orthagneis und ein Mischgneis analysiert, während von BÄCHLIN zwei Paragneisanalysen zur Verwertung vorlagen.

## I. PARAGNEISE

### 1. Allgemeines

Paragneise besitzen im untersuchten Gebiet grössere Verbreitung. Sie bilden mächtige Komplexe besonders im NW-Teil und im Vedeggio-Sertenatal, wo sie die Schlingenbildung mitmachen. Die ganze Ausbildung ist recht uneinheitlich, einförmige Zonen finden sich selten. Die Hauptvarietäten sind schiefrige und hornfelsartige Gesteine. Es wurde eine Ausscheidung derselben auf der geologischen Karte versucht. Sie ist oft willkürlich, da die Abarten durch Übergänge miteinander verbunden sind. Durch reine Kornvergrösserung erhalten sie bisweilen den Charakter von Mischgneisen, ohne dass irgendwie Kalifeldspat zugeführt wurde. Kataklastische Paragneise haben oft grosse Ähnlichkeit mit Stabiellogneisen, einem dichten Mylonitgneis mit Serizitflatschen, der hauptsächlich südlich vom Monte Garzirola grosse Verbreitung hat. In den Paragesteinen, besonders im Hornfelsgneis, sind zahlreiche linsenartige Gebilde eingeschlossen, die z. T. Kalksilikate führen. Diese Einschlüsse bilden direkt ein Charakteristikum für das kristalline Grundgebirge des Sottoceneri. An einzelnen Stellen (besonders an der Vereinigung des Val Caneggio und Sertena) treten spärlich Tonerdemineralien (Disthen, Staurolith) auf; die Gneise zeigen, wenigstens im mikroskopischen Bild, Anklänge an den Muskowitgneis mit reichlich auftretenden Tonerdemineralien (Giumellogneis).

### 2. Beschreibung der Gesteinstypen

#### *A. Schiefriger Biotit- und Zweiglimmerplagioklasgneis*

Es sind gut geschieferte Gesteine, die graue bis bräunliche Farben haben und rostbraun anwittern. Sie wechsellagern vielfach mit dichten, hornfelsartigen Paragneisen. Korngrösse und Mengenverhältnis der Hauptgemengteile sind grossen Schwankungen unterworfen und verursachen dadurch eine strukturelle Vielgestaltigkeit

der ganzen Formation. Im Gegensatz dazu zeigt das mikroskopische Bild einen gleichartigen Mineralbestand:

Hauptgemengteile: Plagioklas, Quarz, Biotit, Muskowit;
Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Titanit, schwarzes Erz;
Übergemengteile: Granat, grüne Hornblende, Staurolith, Disthen, Turmalin, Rutil, Epidot, Zoisit, Orthoklas.

Die Struktur ist grano- bis lepidoblastisch und in vielen Fällen auch kataklastisch, die Textur kristallisationsschiefrig, ebenlagig, z. T. gefältelt.

Der Plagioklas (20—50 %) macht durchschnittlich einen Drittel des Gesteinsvolumens aus. Er ist von verschiedener Frische; besonders in den kataklastischen Typen ist er stark serizitisiert, sonst ist er im allgemeinen recht frisch. Bestimmungen des An-Gehaltes sind wegen der Kleinheit des Kornes und dem häufigen Fehlen von Zwillingslamellen und Spaltrissen nicht immer leicht durchzuführen. Immerhin konnten einige Individuen eingemessen werden. Es handelt sich um basischen Oligoklas bis Andesin mit einem An-Gehalt von 20—29%. Schwache inverse Zonierung ist häufig. Zwillinge nach Albit und Periklin. Der Quarz (25—45%) löscht immer undulös aus und ist in vielen Fällen zerbrochen. Hie und da ist er zu Zügen geordnet. Biotit (10—25 %) ist entweder regelmässig in der Schieferungsrichtung eingestreut oder bildet gewellte und gestauchte Züge. Pleochroismus hellgelb zu rotbraun; pleochroitische Höfe um Zirkon sind häufig. Oft ist er ausgebleicht (baueritisiert) oder zu Chlorit umgewandelt. Muskowit (0—10%) tritt mengenmässig gegenüber dem Biotit stark zurück oder kann überhaupt fehlen. Er ist meist mit Biotit vergesellschaftet und zeigt die gleiche Ausbildung wie dieser; er kann aber auch in grössern, stark verbogenen Lamellen auftreten.

Granat in kleinen Körnern ist ein häufiger Übergemengteil, Disthen und Staurolith (letzterer schon makroskopisch in kleinen Kriställchen sichtbar) sind selten und geben dem Gestein, besonders im Schliff, ein giumellogneisähnliches Aussehen. Disthen wird von grössern Muskowitschuppen angezehrt und in diesen umgewandelt, im Gegensatz zu demjenigen im Giumellogneis, wo er sich in ein filziges Serizitaggregat umsetzt. Hie und da können allerdings auch Serizitnester und -züge geobachtet werden, die sicher nicht aus Plagioklas entstanden sind. Wie weit es sich eventuell um ehemalige Tonerdemineralien handelt, kann nicht entschieden werden; Relikte sind keine mehr vorhanden. Gemeine grüne Hornblende ist selten angereichert und kann auch nie über grössere Gebiete verfolgt werden.

### *B. Hornfelsartige Paragneise*

In seiner typischen Ausbildung handelt es sich um ein feinkörniges, auf dem frischen Bruch bräunlich violettes Gestein, das beim Anschlagen mit dem Hammer in splittrige, plattige Stücke zerspringt. Ist der Biotit chloritisiert, so zeigt der Hornfelsgneis grünliche und graue Farbtöne. Bei reichlichem Erz- und Graphitgehalt entstehen dunkle bis schwarze Gesteine.

Dieser Hornfelsgneis tritt meist als Lagen in den schiefrigen Paragneisen auf, bildet aber auch zahlreiche selbständige kleine Zonen. Mächtige Komplexe, wie sie im Tamarogebiet auftreten, finden sich hier nirgends. Die selbständigste Zone ist im obern Val Caneggio entwickelt, wo sie eine Schlinge bildet und weiter westlich bis zur Alpe del Tiglio streicht.

Der Mineralbestand ist im wesentlichen derselbe wie bei den schiefrigen Biotit- und Zweiglimmergneisen, doch tritt der Muskowit nur noch sporadisch auf. Die Hornfelsgneise sind kleinkörniger und im allgemeinen quarzreicher als die schiefrigen Paragneise und zeigen stellenweise Übergänge zu Quarziten. Die Hornfelsstruktur ist typisch entwickelt, die Schieferung wenig ausgeprägt. Der kleinkörnige Quarz und Plagioklas bilden ein regelmässiges Pflaster, in welchem die Biotitschüppchen mehr oder weniger parallel angeordnet sind. BÄCHLIN (6, Seite 30) gibt ein Dünnschliffbild eines typischen Hornfelsgneises.

Der Plagioklas (Grösse 0.05:0.05 bis 0.4:0.4 mm) besitzt nur in den grobkörnigen Varietäten Zwillingsbildung und Spaltrisse. Oft ist er von Quarz nicht zu unterscheiden. Er zeigt ungefähr gleiche Basizität wie in den schiefrigen Paragneisen (20—30 % An); nur in einzelnen Fällen erreicht er etwas saureren Charakter (11 bis 13 % An). Mengenmässig schwankt er sehr stark (von 10—90 Vol.%), im Mittel macht er ca. 35 % des Gesteins aus (Schätzungen der Vol.% sind manchmal nicht ausführbar). Quarz hat ungefähr die gleiche Grösse wie der Plagioklas. Häufig ist er parallel der Schieferung verlängert. Biotit (15—30 %) ist in kleinen Schüppchen eingelagert und bildet nie Züge wie bei den schiefrigen Biotitgneisen. Oft ist er partienweise stark chloritisiert und ruft dadurch eine grünliche Aderung des Gesteins hervor. Diese Adern können senkrecht und parallel zur Schieferung verlaufen. BÄCHLIN hat diese Chloritisierung des Biotithornfelsgneises ausführlich beschrieben, es sei auf seine Arbeit verwiesen. Muskowit tritt stark zurück und fehlt in vielen Fällen. Manchmal ist er mit Biotit verwachsen, bildet aber auch stellenweise grössere gesiebte Lamellen.

Die Nebengemengteile Apatit und Zirkon treten immer auf. Zirkon bildet stark pleochroitische Höfe im Biotit.

Übergemengteile: Granat, in 0.1—3 mm grossen Körnern, ist meist stark gesiebt. Die grössern Körner sind hie und da parallel der Schieferung ausgezogen und machen z. T. die Fältelung mit. Seltener sind Turmalin, kleine Titanit- und Rutil-Körner. Erz (Magnetit, Ilmenit, Pyrit, Hämatit) sind immer, teilweise reichlich, vorhanden. Wahrscheinlich ist auch Graphit unter diesen opaken Gemengteilen. Gemeine grüne Hornblende tritt noch ab und zu als Übergemengteil auf. Häufiger sind aber kleine amphibolitische Einlagerungen in den Hornfelsgneisen. Es sind Zentimeter bis $^1/_2$ m mächtige, konkordante Lagen eines schiefrigen Plagioklasamphibolites, wie er weiter unten noch beschrieben wird. Diese Amphiboliteinlagerungen wurden auf der geologischen Karte ausgeschieden.

Auf kleinen Klüftchen findet sich selten auch Prehnit. In chloritischen Gesteinen mit stark getrübten Feldspäten treten häufig zahlreiche kleine Äderchen auf, die aus reinem Albit (0—7 % An) und sphärolitischen Chloritnestern bestehen. Die bis 1 mm grossen Albitkörner sind sehr frisch und nach dem Albitgesetz verzwillingt. Die Zwillingslamellen fransen oft gegen die Mitte des Kornes zu aus oder brechen unvermittelt ab (Schachbrettalbit).

Neben diesem typischen Biotithornfelsgneis treten noch einzelne abweichende Varietäten auf, die im folgenden erwähnt seien. Nördlich und westlich der Monti Pian Baulco (SE Camorino) finden sich einzelne Hornfelsgneislagen, die grünlichweisse Farbe haben und zum grossen Teil aus Plagioklas und Chloritschuppen bestehen. Auffallend ist dabei der hohe Titanitgehalt (bis 5 %). Der Titanit bildet kleine Körner, die z. T. gute kristallographische Begrenzung zeigen. Häufig bilden sie Leukoxenränder um Ilmenit und sind auch mit Chlorit eng verwachsen. Daneben ist noch Apatit reichlich vertreten.

Etwas nördlich und östlich von Isone treten einzelne Zonen von dichten Hornfelsgneisen durch ihre dunkelgraue bis fast schwarze Farbe auffällig in Erscheinung. Es handelt sich um stark vererzte, quarzreiche Hornfelsgneise, in denen neben Biotit auch reichlich Muskowitlamellen vorhanden sind. Neben Erz konnte auch Graphit nachgewiesen werden. Ruschelzonen, die in diesen dunklen Gneisen verlaufen, zeigen stark graphithaltige Linsen und Schmitzen, die durch Mobilisation des Graphits im Gestein gebildet wurden. Diese

Gneise zeigen Ähnlichkeit mit den noch zu besprechenden Glimmerquarziten.

### *C. Einschlüsse im Paragneis*

Im Hornfelsgneis, seltener im schiefrigen Biotitgneis, sind Einschlüsse weitverbreitet. Es sind vornehmlich Linsen, die teilweise so stark in die Länge gezogen sind, dass eher von Lagen gesprochen werden muss. Sie besitzen blauschwarze Randzonen und blassrötliche Innenpartien. Die Randzonen bestehen aus Quarz, Plagioklas, Biotit, gemeine grüne Hornblende, Granat, der Linsenkern aus Quarz, Zoisit, Diopsid, blassgrüner Hornblende und Kalzit. Es sind dies die zonierten, Kalksilikat führenden Einschlüsse, wie sie BÄCHLIN eingehend untersucht hat. Da es sich in meinem Gebiet vielfach um identische Gebilde handelt, so verzichte ich auf eine Beschreibung derselben. Hingegen sollen einige abweichende, meist unzonierte Einschlüsse besprochen werden.

500 m nordöstlich Isone, am rechten Ufer des Vedeggio, ist eine 0.5 m mächtige Linse eines massigen, grauweissen Gesteins im Hornfelsgneiss eingelagert. Im Schliff besteht es aus Quarz (50 %), Kalzit (30 %), Granat (15 %), Zoisit-$\alpha$ und -$\beta$, Klinozoisit, Epidot und Pyrit (zusammen 5 %). Diese Gemengteile bilden ein richtungsloses Gefüge. Quarz bildet durchschnittlich 0.1 mm grosse eckige und gebuchtete Körner, die fast gar nicht undulös auslöschen. Noch kleinkörniger ist der Granat ausgebildet (0.01 mm); Kalzit ist überall fetzenförmig in der Quarz-Granatmasse eingestreut. Von den Epidot-Zoisitmineralien tritt am häufigsten Zoisit-$\alpha$ auf, der bis 0.3 mm lange, durch Quarz gesiebte Prismen mit stark anomalen Interferenzfarben bildet. Daneben ist noch Klinozoisit verbreitet, während Zoisit-$\beta$ und Epidot nur in spärlichen Körnern vorliegen. Ganz in der Nähe dieses Einschlusses findet sich ein anderer, der zu 70 % aus grobkörnigem Kalkspat besteht; Granat, Quarz, Epidot und Erz sind die übrigen Bestandteile. Die mineralogische Zusammensetzung ist also gleich wie beim vorigen, nur nimmt Kalzit stark überhand.

200 m weiter bachaufwärts wurde am linken Bachufer ein auffälliger, unzonierter, linsenartiger Einschluss (ca. 1 m mächtig) gefunden. Es handelt sich um ein graublaues, sehr dichtes, seidenglänzendes Gestein, in dem zahlreiche länglichovale bis leistenförmige, hellgrüne Porphyroblasten richtungslos eingestreut sind. Diese Porphyroblasten leisten der Verwitterung weniger Widerstand und bilden daher auf der Gesteinsoberfläche kleine Vertiefungen von rost-

brauner Farbe, was auf einen Eisengehalt der Porphyroblasten schliessen lässt. Das mikroskopische Bild zeigt ein feinkörniges (durchschnittliche Korngrösse 0.1 mm) Gemenge von Quarz und Zoisit-$\alpha$, daneben spielen Karbonat, Zoisit-$\beta$, Granat und Erz eine untergeordnete Rolle. Die kleinen Zoisitprismen deuten eine schwache Schieferung an. Sie zeigen stark unternormale Interferenzfarben. Auf den Schnitten nach der Basis liegt die Achsenebene parallel den Spaltrissen. $2V = +30^0$. Der reichlich auftretende Ilmenit, häufig umrandet von Titanit, gibt dem Gestein die dunkle Farbe. Die Porphyroblasten, die in dieser Grundmasse schwimmen, erweisen sich als Pyroxene. Es sind bis 2:5 mm grosse farblose Kristalle, die ausserordentlich stark gesiebt sind durch alle andern Mineralien, vor allem Quarz. Die Grenze der Kristalle gegen das Grundgewebe ist weitgehend verwischt. Die Auslöschungsschiefe beträgt $44^0$, der Achsenwinkel $+60^0$ und die Doppelbrechung 0.022. Es handelt sich um ein Glied aus der Reihe Diopsid-Hedenbergit; nach den optischen Daten kommt ihm ein FeO-Gehalt von 20 Gew.% zu (Diagramm WINCHELL).

Ein ähnlicher Einschluss ist am Weg von den Monti di Marinengo zur Alpe Screvia in 1180 m im Zweiglimmermischgneis eingelagert. Hier sind wieder ungefähr die gleich grossen grünen Diopsideinsprenglinge, diesmal aber in einem rötlichweissen Gestein, eingestreut. Die im Mikroskop farblosen Pyroxenkristalle sind wieder stark gesiebt. Das Grundgewebe besteht aus vollständig serizitisiertem Plagioklas, viel Quarz und reichlich Klinozoisit-Epidot, welcher meist stark zoniert ist, indem der Kern eisenreicher ist. Durchschnittliche Korngrösse dieser Hauptgemengteile 0.2 mm. Blassgrüne, aktinolithische Hornblende dürfte wahrscheinlich aus Pyroxen entstanden sein. Auffällig ist der hohe Gehalt an Titanit, der in kleinen Körnern reichlich vertreten ist. Apatit und Ilmenit sind seltenere Gemengteile.

An verschiedenen Stellen wurden Einschlüsse gefunden, deren mineralogische Zusammensetzung aus den Gemengteilen Plagioklas, Quarz und Glimmer besteht, also den gleichen wie die der Gneise, in denen sie auftreten. Sie sind aber grobkörnig und vollständig massig und grenzen scharf gegen das Nebengestein ab. Der Plagioklas besitzt eine auffällige hell- bis dunkelblaugraue Farbe, die durch eine feine Erzbestäubung hervorgerufen wird. Ein Einschluss 50 m E von den östlichen Hütten der Monti di Cusgino, wo der Weg den ersten Bach kreuzt, setzt sich zusammen aus 60 % Plagioklas, 25 % Quarz, 10 % Chlorit, 5 % Apatit, wenig Granat, Erz, Rutil und

Titanit. Der Plagioklas bildet bis 1 mm grosse eckige Körner mit gebuchteten Umrissen; er ist fast ganz serizitisiert und mit grossen runden Quarzkörnern stark gesiebt. Zwillinge sind z. T. vorhanden, z. T. fehlen sie ganz. Es handelt sich um einen Oligoklas (20—25 % An); inverse Zonierung ist häufig. Quarz ist bedeutend kleinkörniger (0.2 mm) ausgebildet und zeigt nur schwache undulöse Auslöschung. Biotit ist fast vollständig zu einem schmutzig grünen Chlorit umgewandelt. Auffallend ist der hohe Apatitgehalt. Die 0.05 bis 0.3 mm grossen Körner sind z. T. unregelmässig begrenzt, z. T. bilden sie gute hexagonale Umrisse. Ein ähnliches Gebilde wurde 900 m SE von San Antonino in einem Tälchen in 500 m Höhe geschlagen. Dieser Einschluss unterscheidet sich vom obigen nur dadurch, dass er starke Spuren von Kataklase aufweist (Quarzmörtel). Ein Einschluss mit basischerem Plagioklas wurde 400 m NE Isone am rechten Ufer des Vedeggio gefunden. Der Kontakt der kleinen Linse gegen den schiefrigen Paragneis wird von einer 1 mm breiten Quarzhülle gebildet. Der bläuliche Plagioklas macht $^2{}_3$ des Einschlusses aus. Die 0.4 mm grossen Körner zeigen eine gute Doppelverzwillingung nach Albit und Periklin. Der An-Gehalt schwankt zwischen 35—45 % und kann randlich bis 60 % ansteigen. Partienweise ist der Plagioklas stark serizitisiert und saussuritisiert, hie und da bilden sich kleine Klinozoisitkörner aus den trüben Wolken. Diese Saussuritmassen weisen einen ziemlichen Erzreichtum auf, der die blaugraue Farbe des Feldspates bedingt. Quarz tritt gegen Plagioklas stark zurück. Biotit ist noch recht frisch, kann aber auch ausgebleicht sein. Längs den Spaltrissen haben sich kleine Körner eines stark lichtbrechenden Minerals angereichert. Bis 2 mm grosse Granatkörner sind meist durch Quarz und Plagioklas stark gesiebt, häufig sind sie vollständig in ein Haufwerk beider Gemengteile umgewandelt. Apatit ist wieder reichlich vertreten.

Als letzter Typ eines Einschlusses sei ein Gestein erwähnt, in dem rötlichweisse kugelige Partien dicht geschart in einer dunkelgraubläulichen Grundmasse eingelagert sind. Diese hellen, 3 mm grossen Gebilde erweisen sich im Schliffbild als rundliche Nester, die zum Grossteil aus farblosem Zoisit-$\alpha$ und -$\beta$ und Klinozoisit-Epidot bestehen. Die 0.3 mm langen Prismen sind wirr durcheinander gewachsen und durchdringen sich gegenseitig. Zoisit-$\alpha$ und -$\beta$ sind eng miteinander verwachsen, während Klinosoisit selbständige grössere Körner bildet. Neben den Zoisitmineralien liegt Granat vor, allerdings vom Zoisit fast ganz aufgezehrt, ferner wenige kleine Quarzkörner, Muskowit, teilweise in Nestern angereichert, Apatit,

Titanit und Erz. Diese runden Nester werden gegeneinander abgetrennt und umlagert von einem Pflaster aus Quarz, dessen 1 mm grosse unregelmässige Körner ineinander verzahnt sind. Reichliches Erz (Magnetit) gibt diesen Quarzpartien die dunkle Farbe. Die hellen Zoisitnester finden sich besonders im Innern der Einschlüsse, während die randlichen Partien von einer einheitlich rötlichen Masse gebildet werden, in der der Quarz zurücktritt. Ein Einschluss von solcher Art wurde östlich von den Monti di Cusgino bei der ersten Bachüberquerung geschlagen (in der Nähe eines der oben beschiebenen Einschlüsse).

Bei fast allen den besprochenen Einschlüssen handelt es sich um solche kalziumhaltiger Mineralien, wie Zoisit, Kalzit und Diopsid. Ich nehme deshalb mit BÄCHLIN an, dass es sich um metamorphe Produkte von Kalkanreicherungen in tonigen Sedimenten handelt. Den Normaltypus der Einschlüsse bilden die zonierten, wie sie BÄCHLIN ausführlich beschrieben und gedeutet hat und wie sie auch im untersuchten Gebiet zahlreich auftreten. Die abweichenden Varietäten sind als Linsenbildungen anzusehen, bei denen der ursprüngliche Kalkgehalt nicht ausgereicht hat um die Mineralparagenesen des Linsenkernes (Quarz, Anorthit, Diopsid, Kalzit, Zoisit) und des Linsenrandes (Quarz, grüne Hornblende, Biotit, Bytownit, Granat) zu bilden. Es kam nur zur Bildung des Mineralbestandes Zoisit, Diopsid, Quarz oder auch nur noch zu basischem Plagioklas, Quarz und Biotit. Reine Kalklagen wurden durch die Metamorphose zu Marmoren umgeprägt; solche wurden im untersuchten Gebiet nur recht selten gefunden und zwar als ganz kleine Linsen.

### *D. Leukokrate Lagen im Hornfelsgneis*

Ausschliesslich in den hornfelsartigen Paragneisen können hie und da sehr dichte, meist vollständig weisse „aplitische" Lagen beobachtet werden. Dass es sich nicht um echte Aplite handelt, zeigt ihr ganzes Auftreten. Es sind wenig Millimeter bis 20 cm mächtige, streng konkordante Einlagerungen, die oft mit den Gneisen mehrfach wechsellagern. Diese weissen Lagen grenzen scharf gegen das Nebengestein ab und können oft im Streichen über weite Strecken verfolgt werden. Bei einzelnen solcher Lagen ist eine Schichtung von weissen und dunklen Partien angedeutet.

Im Schliff zeigt sich, dass Albit der einzige Hauptgemengteil ist. Er bildet isometrische bis tafelige Körner von 0.1 – 0.7 mm Grösse. Die Verzwillingung nach dem Albit- und Periklingesetz ist gut ausgebildet. Beide Zwillingsarten können gegen die Kornmitte

zu ausfransen oder auch unvermittelt unterbrochen sein. Der Plagioklas bekommt so schachbrettähnliches Aussehen. Druckwirkungen äussern sich in der Verbiegung der Zwillingslamellen; die Körner löschen dann oft stark undulös aus, einzelne sind auch zerbrochen. Der An-Gehalt des leicht getrübten Plagioklases schwankt zwischen 0—8%. Quarz ist meist nur in Spuren vorhanden, kann aber bis 40% des Gesteins ausmachen. Er löscht immer stark undulös aus. Kalifeldspat tritt nur sporadisch in kleinen Mengen auf. Ein weitverbreiteter Gemengteil ist Titanit, der oft bis 5% des Gesteins ausmacht. Meist sind es kleine Körner, grössere zeigen z. T. gute kristallographische Umrisse und einen deutlichen Pleochroismus $n_\gamma$ = rotbraun, $n_\alpha$ = farblos. Apatit und Muskowitschuppen sind nie fehlende Nebengemengteile.

Bei Pian Baulco (SE Camorino) zeigen diese Lagen eine Schichtung; bläulichgraue Partien wechsellagern mit weissen. Die weissen Bänder entsprechen dem oben Beschriebenen, die dunklen Partien zeigen viel kleineres Korn (0.05—0.1 mm) und eine bedeutende Anreicherung von Titanit, der teilweise ganze Schnüre bildet. Die länglichen Körner sind parallel gestellt.

Diese leukokraten, konkordanten Lagen sind nicht als aplitische Injektionen aufzufassen; es dürfte sich vielmehr um ursprüngliche Quarzitlagen im Hornfelsgneis handeln, die das Wandern von Lösungen sehr begünstigten. Diese Lösungen müssen alumino-alkalischer Natur gewesen sein, die mit der vorhandenen Kieselsäure Feldspäte bildeten. Die nicht zur Feldspatbildung verbrauchte Kieselsäure konnte z. T. als Quarz zurückbleiben, z. T. ist sie auch abgewandert. Der ganze Vorgang wäre also auf einen Lösungsumsatz, wahrscheinlich ohne grosse Volumenzunahme, zurückzuführen. Auf dem Cenerirücken, in der Senke zwischen Cima di Medeglia und Matro, konnte Prof. Reinhard alle Übergänge von den Albitlagen bis zu reinen Quarziten beobachten. Ähnliche Bildungen erwähnt er auch vom Aiguilles-Rouges Massif (15), wo sie teilweise auch porphyrischen Charakter haben. Sie wurden dort unter dem Namen Leptynit aufgeführt.

### *E. Glimmerquarzite*

Im Hornfelsgneis treten selten Quarzite auf, die durch einen mehr oder weniger grossen Muskowitgehalt ausgezeichnet sind und zudem eine starke Vererzung aufweisen. Auf der rostbraunen Verwitterungsrinde sind oft gelbliche Ausblühungen zu finden. Diese Quarzite bilden nie grosse Komplexe, sondern sind auf maximal 30 m

mächtige Lagen beschränkt. Die Gesteine zeigen einen ebenen, silberweissen Schieferbruch; im Querbruch sind sie dicht und besitzen dunkelgraue Farbe.

Quarz macht rund 80 % des Gesteins aus. Die undulös auslöschenden Körner (0.05:1.5 mm) sind parallel der Schieferung verlängert und innig miteinander verzahnt. Stellenweise ist auch eine gleiche Orientierung der Körner festzustellen, indem $n_\alpha$ parallel der Schieferung liegt. Häufig ist der Quarz zerbrochen. Muskowit (15 %) bildet kleine Schuppen, die eine gute Schieferung bedingen und überall in der Quarzmasse verteilt sind. Züge bildet er nur da, wo Spuren von Kataklase auftreten. Der Erzgehalt beträgt bis 5 %. Es handelt sich um Pyrit und Magnetit. Graphit dürfte, wenn überhaupt vorhanden, nur eine untergeordnete Rolle spielen. Glimmererzquarzite wurden in typischer Ausbildung im hintern Val Caneggio gefunden: 500 m ESE von der Alpe Caneggio (1475 m) und 400 m südlich der Hütte in einer Bachrinne. Ähnliche Gesteine sind auch ca. 100 m nördlich Isone vorhanden.

### *F. Phyllite*

Diese dunkelgrauen, dichten, teilweise sehr fein geschichteten Schiefer kommen im untersuchten Gebiet nur am Monte Garzirola und auf dem Gipfel des Monte Bar vor. Sie bilden dort die nördliche Begrenzung eines mächtigen Komplexes, der die nördliche Abdachung der Bar-Kette bildet. Um die Frage zu entscheiden, ob es sich um ultramylonitische Schiefer oder um wenig metamorphe Sedimente handelt, müsste der ganze, ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes liegende Komplex studiert werden. Die Frage kann deshalb an dieser Stelle nicht besprochen werden.

## 3. Mylonitisierung der Paragneise

Im ganzen Gebiet sind kataklastische Paragneise weitverbreitet. Sie sind dunkler als die mechanisch nicht beanspruchten Gesteine und zeigen gewellte bis kleingefältelte Schieferflächen. Diese schwach mylonitisierten Gesteine sehen z. T. den Mylonitgneisen (Stabiellogneisen) nicht unähnlich. Sie sind wie diese dicht und weisen oft Serizitflatschen auf.

Durch die Kataklase werden zuerst die Glimmer beeinflusst. Sie werden chloritisiert und zu schmalen Zügen ausgewalzt und zusammengestaucht. Damit ist oft eine starke Erzausscheidung verbunden, die dem Gestein die dunklere Farbe gibt. Plagioklas- und

Quarzkörner sind teilweise ebenfalls ausgezogen. Quarz löscht immer stark undulös aus und ist stellenweise zerbrochen; der Feldspat wird vollständig serizitisiert.

Bei weiter fortschreitender Mylonitisierung gehen die kataklastischen Paragneise in die schwarzen, eigentlichen Mylonite über. Die Druckbeanspruchung der Paragneise ist anders als bei den Orthogneisen. Während sie bei diesen auf das ganze Gestein verteilt ist, konzentriert sie sich bei jenen mehr auf einzelne Zonen und Flächen. Mylonitzonen sind daher auch am verbreitetsten in den Paragneisen und Mischgneisen. Oft können alle Übergänge von den schwarzen, zu Staub zerfallenden Myloniten über kataklastische Paragneise bis zu unveränderten Gesteinen beobachtet werden.

Das Hauptverbreitungsgebiet dieser kataklastischen und mylonitischen Paragneise liegt südlich der Iorio-Tonale-Linie; aber auch im Paragneiskomplex von Isone sind mylonitisierte Gesteine ausserordentlich häufig.

### 4. Entstehung der Paragneise

Die Paragneise in unserem Gebiet stimmen weitgehend mit den von Bächlin untersuchten Gesteinen überein. Die dort gewonnenen Resultate gelten daher auch in unserem Fall.

Wie die Analyse eines Biotithornfelsgneises aus dem Tamarogebiet zeigt, handelt es sich bei den Paragneisen um ursprüngliche Sedimente von tonigem Charakter. Das Gestein fällt in der Tetraederprojektion von Niggli neben das Eruptivfeld in den Tonerderaum. Die lokal auftretenden Kalksilikatlinsen dürften Kalkkonkretionen in den tonigen Sedimenten dargestellt haben.

Der Unterschied von schiefrigen und hornfelsartigen Paragneisen dürfte in unserem Gebiet weniger als Folge einer verschieden starken Metamorphose aufgefasst werden (wie es Bächlin annimmt). Es ist nicht anzunehmen, dass die Hornfelsgneislagen und auch die kleineren Zonen in den schiefrigen Paragneisen weniger metamorphe Sedimente darstellen. Es handelt sich vielmehr um eine ursprüngliche Verschiedenheit des Ausgangsmaterials, indem sich in einem Falle tonige, im andern mehr tonig-sandige Sedimente vorgefunden haben.

Die Paragneise sind metamorphe Produkte, die unter kata- bis mesozonalen Bedingungen entstanden sind; der Mineralbestand Quarz, Plagioklas, Biotit und Muskowit stellt ein Gleichgewicht in dieser Tiefenstufe dar.

## II. MISCH- BIS PARAGNEISE

### *A. Körniger bis dünnflaseriger Zweiglimmerplagioklasgneis*

Zweiglimmergneise bilden die grosse Hauptmasse der Misch- bis Paragneise. Sie nehmen zwischen den Ortho- und Paragneisen eine Mittelstellung ein und bilden alle Übergänge zu diesen. Texturell und strukturell sind es recht wechselvolle Typen, deren mineralogische Zusammensetzung jedoch eine grosse Gleichförmigkeit aufweist. Unterschiede treten nur durch das Hervor- oder Zurücktreten einzelner Mineralkomponenten auf. Dünnflaserige bis schiefrige, z. T. sehr stark gefältelte Varietäten wechsellagern mit mittel- bis feinkörnigen Typen auf engem Raume; dann finden sich wieder solche mit Millimeter bis Zentimeter grossen leukokraten Lagen, hie und da auch schiefrige Typen mit unregelmässig eingestreuten Feldspatnestern. Ausserdem sind in diesen Misch- bis Paragneiskomplexen zahlreiche Lagen und Linsen von Orthogneisen, Amphiboliten und Quarziten eingelagert. Eine ins einzelne gehende Kartierung dieser heterogenen Gneisformation ist oft ausgeschlossen.

Solche uneinheitlichen Züge sind z. B. an der Camoghè-Nordwand ausgebildet; auch nördlich der Caval Drossa-Moncucco-Kette streicht zwischen dem Giumellogneis und dem Orthogneis ein ausserordentlich wechselreicher Mischgneiskomplex in E-W-Richtung; zahlreiche mehr oder weniger mächtige Amphibolitzüge wechsellagern mit schiefrigen, flaserigen und feinkörnigen Zweiglimmergneisen, die stellenweise noch Hornblende führen. Am mächtigsten ist der Zweiglimmergneis im nördlichen Teil des Gebietes entwickelt, wo er den steilen Talhang gegen die Morobbia hin zum grössten Teil aufbaut. Gegen die Alpe del Tiglio nimmt er an Mächtigkeit ab, indem er allmählich in schiefrigen Paragneis übergeht. Eine weitere Zone ist bei Isone ausgebildet, die gegen E zu auskeilt. Ausserdem sind diese Mischgneise am Rande der meisten Orthogneiszüge als Übergänge gegen die Paragneise zu finden.

Durch Zurücktreten des Muskowits gehen diese Zweiglimmergneise in Biotitgneise über; bei beiden Typen kann sehr oft schon makroskopisch eine mehr oder weniger grosse Granatführung festgestellt werden.

Mineralbestand:

| | | |
|---|---|---|
| Hauptgemengteile: | Plagioklas | 20—50 % |
| | Kalifeldspat | 0—10 % |
| | Quarz | 25—50 % |
| | Biotit | 10—25 % |
| | Muskowit | 0—25 % |

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Erz.
Übergemengteile: Granat, Turmalin, Staurolith, Leukoxen, Rutil, Zoisit, Chlorit, Hornblende, Epidot, Orthit.

Der Kalifeldspat tritt nur in der Nähe der Orthogneise als Hauptgemengteil auf; er ist vorwiegend Orthoklas, aber auch Mikroklin mit Gitterstruktur ist nicht selten. Der Plagioklas ist ziemlich uneinheitlich ausgebildet; am häufigsten zeigt er isometrische Körner von 0.5 mm Grösse mit guter Verzwillingung nach Albit und Periklin. Oft liegt er aber auch kleinkörniger vor, ohne jegliche Zwillingsbildung. In gut geschieferten Gneisen ist der Plagioklas bisweilen parallel der Schieferung stark verlängert (0.4:1.5 mm). Der An-Gehalt schwankt ziemlich stark von 20--45%, am häufigsten liegt er zwischen 25 und 35 %. Inverse Zonierung kann stark ausgeprägt sein, indem der Rand bis zu 20 % basischer ist als der Kern. Sehr typisch sind oft antiperthitische Verwachsungen mit Kalifeldspat ausgebildet, indem unregelmässige Orthoklas- und Mikroklinfetzen im Plagioklas eingeschlossen sind. Dieser Mikroklin zeigt zwei sich kreuzende Zwillingslamellensysteme; die Verwachsungsflächen des einen Systems stehen parallel zu den Verwachsungsflächen der Plagioklaszwillinge. Diese Antiperthite stellen eine metasomatische Verdrängung des Plagioklases durch den Kalifeldspat dar. Myrmekitische Verwachsungen von Plagioklas mit Quarz treten etwas zurück.

Von den Übergemengteilen tritt besonders Granat hervor. Er findet sich in den meisten Zweiglimmer- und Biotitgneisen und kann lokal bis 15 % des Gesteins ausmachen. Es sind unregelmässig rundliche, gebuchtete, bis 2 mm grosse Körner, von starken Rissen durchzogen, auf denen oft eine Umwandlung zu Chlorit erfolgt. Häufig ist er durch Quarzkörner gesiebt, birgt aber auch alle andern Mineralien als Einschlüsse. Hin und wieder ist mit der Umwandlung des Granats eine starke Erzausscheidung verbunden, indem sich ganze Erzkränze um die Granatpseudomorphosen bilden. Ein Übergemengteil, der sehr stark überhand nehmen kann, ist eine gemeine grüne Hornblende. Solche Hornblende führenden Misch- bis Paragneise wurden auf der Karte ausgeschieden. Sie finden sich besonders in dem oben erwähnten Gneiszug nördlich der Bar-Kette und auf der Nordseite des Camoghè. Turmalin tritt nur sehr sporadisch auf und zeigt gute kristallographische Umrisse. Der seltene Staurolith ist meist in ein filziges Aggregat von Glimmer umgewandelt.

Ca. 200 m südwestlich der Alpe Traorno maggiore im hintern Val Sertena treten in einem gut geschieferten Zweiglimmergneis grosse, linsenartige leukokrate Nester auf, die keine scharfe Grenze gegen das Gestein zeigen. Sie bestehen je zur Hälfte aus Plagioklas und Quarz, dazu kommen wenige Glimmerschuppen und Pyritkörner. Der Plagioklas liegt in Körnern vor, die eine Grösse bis zu 9:13 mm erreichen und sehr fein nach dem Periklingesetz polysynthetisch verzwillingt sind. Zwillinge nach Albit treten nur ganz untergeordnet auf. Es handelt sich um einen Plagioklas von 25—27 % An. Längs den Zwillingsverwachsungsflächen ist er stark getrübt. Diese Nester dürften auf Sammelkristallisation zurückzuführen sein.

An einigen Stellen im Val Grande (linkes Seitental des Val Sertena) treten in Biotitgneisen wenige Millimeter bis 3 cm mächtige, leukokrate Bänder auf, die parallel der Schieferungsrichtung verlaufen. Sie bestehen aus den hellen Gemengteilen des Gesteins, also Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz und den üblichen Akzessorien Apatit, Zirkon und Erz. Der Plagioklas hat die gleiche Zusammensetzung wie in den dunklen Partien, der Kalifeldspat tritt etwas reichlicher auf. Während diese Lagen makroskopisch gegen den Gneis scharf abgrenzen, kann im Mikroskop keine gute Trennung beobachtet werden. Die Glimmer verschwinden allmählich und das Korn wird feiner gegen die Lage hin. Obschon die Bänder im Felde sehr auffällig in Erscheinung treten, unterscheiden sie sich vom Nebengestein eigentlich nur durch geringeren Biotitgehalt und feineres Korn.

### *B. Zweiglimmergneise mit Feldspatknoten*

Am Abhang gegen das Tessin- und Morobbiatal treten im schiefrigen Zweiglimmergneis spärliche nuss- bis faustgrosse Feldspatknoten auf, die geröllartig herauswittern und so dem Gestein ein konglomeratartiges Aussehen verleihen. Sie haben kugelige bis linsenartige Gestalt und sind parallel der Schieferungsebene abgeplattet. Gegen das Nebengestein sind sie scharf abgegrenzt. Diese Knoten bestehen sehr oft aus einem einheitlich spaltenden Albitkristall, der schon makroskopisch eine starke Siebung zeigt. Dieser Albit ist antiperthitisch mit Orthoklas verwachsen, von dem er sich durch seine starke Serizitisierung gut unterscheiden lässt. Die Zwillingslamellen treten durch diese Trübung nur schlecht in Erscheinung. Die Kalifeldspatfetzen im Albit bestehen vorwiegend aus Orthoklas; Mikroklin mit verschwommen gittriger Auslöschung ist

nur selten. Oft ist die Verdrängung des Albits durch den Kalifeldspat schon sehr weit fortgeschritten. Ausser der antiperthitischen Verwachsung von Plagioklas und Orthoklas ist noch eine grobmyrmekitische von Albit mit Quarz ausgebildet. Grössere runde und wurmförmige Quarzeinschlüsse zeigen alle die gleiche Orientierung. Muskowit- und Chloritschuppen, Apatit und limonitisierte Pyritkörner finden sich als Einschlüsse im Albit.

Randlich werden diese Knoten oft von einem dunklen Saum umgeben, der bis 1 cm breit werden kann. Es handelt sich dabei um eine feine randliche Erzbestäubung dieser Feldspatlinsen. Das Gestein, in dem diese Knoten auftreten, ist immer schiefrig bis dünnflaserig mit einem gewellten Flaserbruch. Es unterscheidet sich durch nichts von dem oben beschriebenen Zweiglimmergneis. Diese Knotengneise sind wenig mächtig, lassen sich aber im Streichen über weite Strecken verfolgen. So konnten sie im nördlichen Teil des Gebietes auf der ganzen E-W-Ausdehnung beobachtet werden. Östlich streichen sie weiter bis über das Val Maggina hinaus (Reinhard). Am schönsten sind sie NE der Alpe del Tiglio entwickelt, wo grosse Knoten dicht beisammen auftreten.

### *C. Muskowitschiefergneis mit Tonerdemineralien = Giumellogneis*

Diese silberweissen, rostbraun anwitternden Gneise treten im Felde auffällig in Erscheinung. Wir übernehmen für dieses Gestein die von M. Reinhard (38) eingeführte Bezeichnung „Giumellogneis" (nach der Hauptverbreitung auf dem Mottone di Giumello auf dem Grenzkamm SW vom Passo di S. Iorio).

Es ist ein schiefriger bis dünnflaseriger Gneis mit gewelltem Schieferbruch. Hie und da kommt es zur Bildung von Feldspatknoten. Stellenweise treten dunkle Knötchen von Tonerdemineralien (Andalusit) auf, so besonders auf dem Kamm Moncucco-Garzirola. Quarzschnüre und -linsen durchsetzen oft die Gneise. Mit diesen Quarzknauern vergesellschaftet finden sich gelegentlich Disthen und Andalusit. Der blauschwarze Andalusit, der nie in gut ausgebildeten Kristallen beobachtet wurde, zeigt häufig schon makroskopisch eine Umwandlung im Muskowitaggregate. Diese Bildungen wurden besonders zahlreich im hintersten Val Sertena im Schutt gefunden. Die Quarz-Andalusit-Knauern weisen grosse Ähnlichkeit auf mit den von Gramann (16), Streckeisen (45) und Spaenhauer (43) beschriebenen Andalusitvorkommen in der Silvretta.

Die Giumellogneise zeigen folgenden Mineralbestand:

| | | |
|---|---|---|
| Hauptgemengteile: | Plagioklas | 30—45 % |
| | Quarz | 20—30 % |
| | Biotit | 15—20 % |
| | Muskowit | 10—20 % |
| Nebengemengteile: | Granat, Apatit, Zirkon. | |
| Übergemengteile: | Andalusit, Disthen, Staurolith, Turmalin, Chlorit, Serizit, Rutil, Erz. | |

Struktur granoblastisch.

Der Plagioklas liegt in eckigen Körnern bis zu 3 mm Grösse vor. Oft ist er auch parallel der Schieferung linsenartig verlängert; die grössern augenförmig ausgezogenen Körner bilden dann die makroskopisch sichtbaren Feldspatknötchen. Die Glimmerzüge weichen seitlich um die Linsen aus. Der Plagioklas führt, besonders in grössern Körnern, zahlreiche Einschlüsse von Quarztränen, seltener auch von Muskowitschuppen. Die Serizitisierung schreitet überall längs Rissen und Zwillingsverwachsungsflächen vor, doch kann in den meisten Fällen der An-Gehalt bestimmt werden. Er schwankt zwischen 20 und 30 % mit häufig schwacher inverser Zonierung. Die im allgemeinen gute Verzwillingung erfolgt nach dem Albit- und Periklingesetz. Der Quarz bildet nicht selten Zeilen von stark undulös auslöschenden Körnern, die stellenweise auch zertrümmert sind. Von den Glimmern tritt Biotit und Muskowit in ungefähr gleichen Mengen auf. Sie sind eng miteinander vergesellschaftet und bilden gewellte, teilweise auch stark gestauchte Züge. Wenn der Biotit frisch ist, zeigt er einen ausgeprägten Pleochroismus von kastanienbraun zu hellgelblich; meist ist er aber in Chlorit umgewandelt. Auffällig im Biotit der Giumellogneise sind die pleochroitischen Höfe um Zirkon. Granat ist ein immer auftretender Gemengteil. Die blassroten rundlichen Körner sind oft durch Quarz gesiebt und zeigen chloritische Umwandlungen. Von den Übergemengteilen sind für die Giumellogneise besonders die Tonerdemineralien typisch, die alle eine mehr oder weniger starke Verglimmerung zeigen. Der Andalusit ist farblos bis blassrötlich mit einem schwachen Pleochroismus von $n_\gamma = n_\beta =$ farblos, $n_\alpha =$ rosarot; die Spaltbarkeit nach (110) ist gut entwickelt. Andalusit tritt im allgemeinen weniger als Gesteinsgemengteil auf, sondern ist hauptsächlich in den Quarzknauern zu finden. Auch Disthen kommt zusammen mit Quarz in diesen Knauern vor, wo er bis 1 cm breite und 6 cm lange Kristalle bildet. Disthen ist aber auch ein häufiger Gesteinsgemengteil, seltener findet sich Staurolith. Häufig sind im Gestein nur noch ovale Serizitaggregate vorhanden; in diesem Falle

kann nicht mehr entschieden werden, welches Tonerdemineral sich umgewandelt hat. Turmalin tritt hie und da in kleinen Körnern mit gut ausgebildeter Kristallbegrenzung auf.

Im Val Mara wurde im Giumellogneis eine ca. 20 cm grosse Linse eines massigen, auf den ersten Blick granitähnlich aussehenden Gesteines gefunden, das scharf gegen den Gneis abgegrenzt ist. Im Schliff besteht es aus Plagioklas (70 %), Quarz (25 %), Glimmer (5 %), Apatit, Prehnit und Erz. Der meist getrübte Plagioklas bildet bis 1 cm grosse isometrische Körner, die teilweise polysynthetisch verzwillingt sind nach Albit und Periklin; Zwillingsbildung kann aber auch vollständig fehlen. Er weist einen An-Gehalt von 11—13% auf, ist also deutlich saurer als derjenige im Giumellogneis. Quarz ist kleinkörniger ausgebildet und umlagert überall die grossen Plagioklase. Biotit und Muskowitschuppen bilden kleine Züge und sind mit Apatit und Prehnit eng verwachsen. Es handelt sich bei dieser Bildung wahrscheinlich um Sammelkristallisation.

Das Hauptverbreitungsgebiet des Giumellogneises liegt im südlichen Teil des Gebietes, wo ein mächtiger Zug den Nordabhang der Bar-Kette aufbaut. Er streicht zwischen Camoghè und Garzirola in WSW Richtung bis zum Caval Drossa. Südlich vom Kamm erscheint schon der Phyllit; der Gipfel des Monte Bar selbst liegt in dieser Formation. An der Grenze beider Komplexe ist eine feine Wechsellagerung von beiden Gesteinen festzustellen. Am Monte Garzirola zeigt der Giumellogneis auch Übergänge und Verschuppungen mit Mylonitgneis (Stabiellogneis). Auch die nördliche Begrenzung der ganzen Zone ist keine scharfe; durch Zurücktreten des Glimmers geht der Giumellogneis in Zweiglimmermischgneis über. Bei Zunahme des Feldspates entstehen flaserige Misch- bis Orthogneise; so können z. B. alle Übergänge von der Mischgneisplatte des Camoghè gegen S zum Giumellogneis beobachtet werden. Grössere Orthogneiszonen sind nördlich vom Monte Bar und bei der Alpe Sertena entwickelt. Giumellogneisähnliche Gesteine finden sich noch an manchen Stellen in Misch- bis Paragneisen. Wo sie einheitliche Zonen bilden, wurden sie auf der Karte ausgeschieden, so nördlich Isone und nördlich vom Gipfel des Camoghè.

### *D. Mylonitische Gneise = Stabiellogneise*

Diese braunen und braunvioletten, feinkörnig bis fast dichten mylonitischen Gneise finden sich nur in der SE-Ecke des untersuchten Gebietes am Garzirola, wo sie ausserdem nicht in typischer Ausbildung vorliegen. Sie wurden deshalb nicht näher untersucht.

## III. ORTHO- BIS MISCHGNEISE MIT VORWIEGEND ORTHOMATERIAL

### 1. Allgemeines

Misch- bis Orthogneise sind im untersuchten Gebiet weit verbreitete Gesteine. Beim Betrachten der geologischen Karte fällt besonders im Zentrum die U-förmige Schlingenbildung auf, die durch die Orthogneise gut hervorgehoben wird. An der Umbiegungsstelle erreichen sie grosse Mächtigkeit. Eine wenig mächtige Mischgneisplatte fällt parallel zum Südhang des Camoghè ein. Ein schmaler, aber im Streichen weit verfolgbarer Mischgneiszug zieht von der Alpe del Tiglio nach E in die Corgella-Nordwand und erreicht dann weiter östlich bei der Alpe Caneggio etwas grössere Mächtigkeit. Im nördlichen Teil des Gebietes sind im Val Morobbia zahlreiche Orthogneiszüge entwickelt; sie bilden aber meist keinen zusammenhängenden Komplex, sondern werden von unzähligen Mylonitzonen abgeschnitten und unvermittelt unterbrochen. Ausserdem finden sich zahlreiche kleinere linsen- und lagenartige Einlagerungen von Misch- und Orthogneisen in den Paragneisen; wir brauchen sie nicht alle aufzuzählen, die geologische Karte gibt einen genügenden Überblick.

Die Orthogneise zeigen nirgends einen scharfen Kontakt gegen das Nebengestein, sondern leiten durch allmähliche Übergänge zu den schiefrigen Zweiglimmergneisen oder Muskowitschiefergneisen (Giumellogneisen) über. Abgrenzungen dieser Gesteine mussten oft willkürlich angesetzt werden. Kleinere Ortho- und Mischgneislinsen sind oft fleckenartig in den Paragneisen eingestreut.

Texturell zeigen die Ortho- bis Mischgneise wenig einheitliche Züge. Mittelflaserige bis körnige Biotit- und Zweiglimmergneise wechsellagern mit dünnflaserigen und feinkörnigen Typen. Ein besonders grobtexturiertes Gestein findet sich im Valle di Verona (linkes Seitental des Val Morobbia).

Der Mineralbestand ist ziemlich gleichförmig; nur die Mengenverhältnisse der einzelnen Mineralkomponenten sind z. T. starken Schwankungen unterworfen. Alle Misch- und Orthogneise weisen einen mehr oder weniger grossen Kalifeldspatgehalt (meist Mikroklin) auf; er ist am grössten in den aplitischen Gneisen. An einzelnen Stellen tritt im Orthogneis eine gemeine grüne Hornblende auf; wo sich solche Hornblende führenden Gneiszüge verfolgen liessen, wurden sie auf der Karte ausgeschieden.

Es lassen sich folgende Varietäten unterscheiden: Biotitgneise, Zweiglimmergneise, Zweiglimmergneise mit Feldspataugen, aplitische Gneise, Hornblendegneise.

## 2. Beschreibung der Gesteinstypen

### *A. Biotitgneise*

Es ist in seiner typischen Ausbildung ein flaseriges Gestein, das meist ziemlich biotitreich ist. Texturell schwankt es zwischen flaserig und körnig. Die Biotitlamellen bilden zusammenhängende, grobschuppige Flächen, die dem Gestein eine ausgezeichnete Schieferung geben. Ist der Biotit chloritisiert, so hat das Gestein ein grünliches Aussehen. Bächlin (6) hat dieses Gestein unter dem Namen Plagioklasalkalifeldspatgneis und Kelterborn (24) unter Biotitgranitgneis beschrieben.

Der Mineralbestand ist folgender:

| | | |
|---|---|---|
| Hauptgemengteile: | Kalifeldspat | 10—25 % |
| | Plagioklas | 20—40 % |
| | Quarz | 20—45 % |
| | Biotit | 10—25 % |
| Nebengemengteile: | Apatit, Zirkon, Erz. | |
| Übergemengteile: | Titanit, Klinozoisit-Epidot, Granat, Muskowit, Turmalin, sekundär Chlorit und Prehnit. | |

Die Struktur ist granoblastisch, sehr oft auch kataklastisch.

Der Kalifeldspat bildet xenoblastische Körner und füllt in Fetzchen die Lücken und Zwickel zwischen den übrigen Komponenten aus. Es handelt sich im wesentlichen um Mikroklin, dessen Gitterstruktur oft nur noch als fleckige Auslöschung in Erscheinung tritt. Bei den grobflaserigen Biotitgneisen treten bis 2 mm grosse Mikrokline auf, mit z. T. groben, sich kreuzenden Zwillingslamellen. Orthoklas tritt gegenüber dem Mikroklin zurück. Im Vergleich zum Plagioklas ist der Kalifeldspat recht frisch; nur mit der stärksten Vergrösserung lassen sich kleinste Einschlüsse beobachten. Der Plagioklas bildet eckige und gebuchtete Körner von 0.4:0.6 mm durchschnittlicher Grösse. Er ist leicht getrübt, kann aber mit der Fedoroff-Methode in den meisten Fällen noch bestimmt werden. Nur der Plagioklas der grobtexturierten Varietäten ist im allgemeinen vollständig serizitisiert und nicht mehr bestimmbar. Der An-Gehalt schwankt zwischen 23 und 27 %. Schwache inverse Zonarstruktur ist häufig; der Rand kann 4—6 % basischer sein als der Kern. Die Verzwillingung erfolgt nach dem Albit-, seltener nach dem Periklingesetz. Als Einschlüsse im Plagioklas treten Quarztränen und oft unregelmässig angeordnete Mikroklinfetzen auf. Zahlreich sind die myrmekitischen Verwachsungen von Plagioklas und Quarz. Diese Myrmekite sind stets an die Berührungsfläche von Kalifeldspat und Plagioklas geknüpft. Der Quarz zeigt immer stark undulöse Aus-

löschung und ist hie und da zerbrochen. Biotit ist in grössern Lamellen und Schuppen ausgebildet, die meist zu Strängen geordnet sind; in den körnigen Abarten sind die Glimmerschuppen parallel der Schieferung im Gestein verteilt. Der Pleochroismus ist sehr stark, von dunkelkastanienbraun bis hellbräunlichgelb. Auffällig sind die pleochroitischen Höfe um Zirkon. Oft ist der Biotit in Chlorit umgewandelt.

Apatit ist fast immer mit Biotit eng vergesellschaftet. Muskowit tritt nur ganz untergeordnet in kleinen Schüppchen auf, die mit Biotit verwachsen sind. Titanit, Epidot, Granat und Turmalin sind nur sehr sporadisch auftretende Übergemengteile, sekundär sind Prehnit und Chlorit.

Der Biotitgneis ist besonders im Val Morobbia verbreitet.

### *B. Zweiglimmergneise*

Muskowit kann reichlicher auftreten und die Biotitgneise gehen dann über in Zweiglimmergneis. Der weisse Glimmer kann sogar stark überhand nehmen und den Biotit fast ganz verdrängen, sodass eigentliche Muskowitgneise entstehen. Texturell sind diese von den Biotitgneisen nicht sehr verschieden; mittelflaserige Typen herrschen vor.

Mineralbestand:

| | | |
|---|---|---|
| Hauptgemengteile: | Plagioklas | 25—40 % |
| | Kalifeldspat | 5—20 % |
| | Quarz | 30—45 % |
| | Biotit | 2—20 % |
| | Muskowit | 5—20 % |
| Akzessorien: | Apatit, Titanit, Zirkon, Epidot, Erz, Chlorit. | |

Struktur granoblastisch.

Der Kalifeldspat, meist Mikroklin, tritt mengenmässig etwas zurück. Der Plagioklas ist saurer als bei den Biotitgneisen; er besitzt An-Gehalte von 10—15% und ist nach dem Albit- und Periklingesetz polysynthetisch verzwillingt. Inverse Zonierung wurde selten beobachtet. Runde Quarzeinschlüsse sind häufig, myrmekitische Verwachsungen mit Quarz sind seltener. Muskowit bildet bis 1 mm dicke Lamellenpakete, die mit Quarz, Plagioklas, Mikroklin und Apatit gesiebt sind und dann oft ein skelettartiges Aussehen haben. Im weissen Glimmer bilden sich ab und zu um Zirkonkörner zitronengelbe pleochroitische Höfe. Biotit und Muskowit treten in enger Verbindung miteinander auf und durchdringen sich oft gegenseitig. Bisweilen sind die Lamellen stark gestaucht, verbogen und geknickt. Apatit kann reichlich in bis zu 1 mm grossen Körnern

auftreten. Epidot ist hauptsächlich sekundär in kleinen Adern vorhanden.

Diese Zweiglimmergneise treten besonders reichlich in den Misch- und Orthogneiszügen auf, die die schlingenartige Umbiegung mitmachen. Die Mischgneisplatte des Camoghè besteht aus solchen Zweiglimmergneisen. Muskowitgneise erreichen nirgends grössere Mächtigkeit.

### *C. Aplitische Gneise*

Diese leukokraten Gesteine sind nur in wenig mächtigen (2—4 m) Lagen und Linsen entwickelt, die eine scharfe Grenze gegen das Nebengestein zeigen; grössere Zonen finden sich nirgends. Durch die Verwitterung werden sie etwas rötlichbraun gefärbt. Der körnige aplitische Gneis enthält nur spärlich Biotit, hie und da auch Muskowitschuppen, die mehr oder weniger parallel angeordnet sind und dem Gestein eine nicht sehr ausgeprägte Schieferung geben. Flaserige Ausbildung ist selten. Lokal können auch beide Glimmer fehlen; das Gestein zeigt dann dichte, bankige Ausbildung.

Mineralbestand und Mengenverhältnisse sind folgende:

| | | |
|---|---|---|
| Hauptgemengteile: | Kalifeldspat | 30—40 % |
| | Plagioklas | 15—35 % |
| | Quarz | 20—50 % |
| | Biotit | 0—10 % |
| | Muskowit | 0—10 % |
| Akzessorien: | Apatit, Zirkon, Granat, Titanit, Erz, Epidot, Orthit, Chlorit. | |

Die durchschnittlich 0.4—0.8 mm grossen Körner bilden ein granoblastisches Gefüge.

Der Kalifeldspat ist zum Grossteil Mikroklin. Gegenüber demjenigen der vorigen Typen unterscheidet er sich dadurch, dass er keine verschwommengittrige Auslöschung mehr zeigt, sondern grob sich kreuzende Zwillingslamellierung. Nicht selten schliesst er flammenartige perthitische Spindeln ein. Der Plagioklas ist stark getrübt; wo er bestimmt werden konnte, weist er An-Gehalte von 5—15 % auf. Quarz ist teilweise zerkleinert. Die Biotitschuppen und -fetzen sind nur ausnahmsweise frisch, fast immer liegt eine Umwandlung in einen grünen, schwach pleochroitischen Pennin mit stark anomalen Interferenzfarben vor. Limonitisierte Pyritkörner geben dem Gestein oft ein braungeflecktes Aussehen.

### *D. Hornblendegneis*

Der Hornblendegneis unterscheidet sich im Felde vom Biotitgneis nur durch einen mehr oder weniger grossen Gehalt an Hornblende; eine scharfe Grenze zwischen beiden Gesteinen besteht nicht.

Dieser Hornblendegneis tritt in den meisten Ortho- und Mischgneiszügen auf und ist vorwiegend am Rande der einzelnen Zonen zu finden. So konnten im Gebiet der Schlingenbildung zahlreiche solche randliche Hornblendegneispartien auf der geologischen Karte ausgeschieden werden. Im Val Morobbia sind sie seltener; sie konnten nur im untersten Val Maggina festgestellt werden. Eine kleine Hornblendegneislinse ist bei den Monti Pian Baulco im schiefrigen Paragneis eingelagert.

Mineralbestand:

| | | |
|---|---|---|
| Hauptgemengteile: | Plagioklas | 30—45 % |
| | Kalifeldspat | 5—10 % |
| | Quarz | 20—30 % |
| | Biotit | 10—20 % |
| | Hornblende | 5—25 % |
| Akzessorien: | Apatit, Zirkon, Titanit, Granat, Klinozoisit-Epidot, Orthit, Erz. | |

Die Hornblende ist im allgemeinen regelmässig im Gestein verteilt, nur ausnahmsweise bildet sie kleinere Nester und Schlieren. Die durchschnittlich 2 mm grossen Hornblendeporphyroblasten zeigen nie kristallographische Umrisse; sie sind meist mit Quarz, weniger mit Plagioklas, stark gesiebt. Die optischen Daten sind folgende: $2V = -81^0 \pm 2^0$ und $n_\gamma : c = 19—20^0$. Pleochroismus $n_\gamma$ = kräftig grün, $n_\beta$ = olivgrün, $n_\alpha$ = blassoliv. Es handelt sich also um eine gemeine grüne Hornblende. Der Plagioklas ist oft serizitisiert und saussuritisiert, was auf einen basischeren Feldspat schliessen lässt. In der Saussuritmasse sind kleine Klinozoisitkörner sichtbar. Die Bestimmung der Plagioklase ergab An-Gehalte von 35—45 %. Inverse Zonarstruktur ist häufig zu beobachten, der Rand ist bis 10 % basischer als der Kern. Besonders auffällig ist diese inverse Zonierung am Rande der kleinen Hornblendegneislinse von Pian Baulco, wo der Rand der Körner bis 30 % basischer ist als der Kern und An-Gehalte bis zu 67 % erreicht. Der Plagioklas zeigt schöne Doppelverzwillingung nach Albit und Periklin. Myrmekitische Verwachsungen mit Quarz sind wieder besonders um den Kalifeldspat gelagert; dieser besteht zum Grossteil aus Orthoklas; er tritt stellenweise stark zurück. Biotit ist fast immer in grösseren Mengen vorhanden als die Hornblende. Die lamellare Ausbildung des Glimmers tritt zurück, er bildet ausgefranste, meist chloritisierte Fetzen. Ein geringer Gehalt von Klinozoisit ist diesen Hornblendegneisen fast immer eigen. Hin und wieder tritt dieses Mineral in grösseren Mengen auf; es ist in der Regel an Biotit geknüpft. Die Körner zeigen Zonarstruktur; Klinozoisitkerne sind von Zonen eines eisen-

armen Epidots umlagert. Kristallographische Umrisse und Zwillinge nach (100) sind häufig.

*E. Flaseriger Zweiglimmergneis mit Feldspataugen*

Auf der Alpe del Tiglio streicht ein ca. 5 m mächtiger Zug eines Zweiglimmergneises mit faustgrossen, augenartigen Feldspatnestern in E-W Richtung; diese Nester wittern knollenartig heraus. Die Glimmer bilden auf dem welligen Hauptbruch grosse zusammenhängende Flächen. Die Nester zeigen linsenartig ausgeschwänzte Formen ohne eine scharfe Abgrenzung gegen das Gestein zu bilden. Sie bestehen zu 80% aus Kalifeldspat, meist sehr grossen Orthoklasindividuen, die eine grobperthitische Struktur zeigen. Als Einschlüsse in ihnen finden sich unregelmässige Plagioklas- und Quarzkörner, Glimmerschuppen, Chloritfetzen, Apatit, Titanit und Erz. Am Rande dieser Kalifeldspäte tritt Myrmekit auf.

Der Mineralbestand entspricht demjenigen der Zweiglimmergneise. Der Quarz ist in Lagen angeordnet. Die beiden eng miteinander verwachsenen Glimmer bilden lange Stränge.

Diese Augengneise entsprechen den Zweiglimmergneisen mit Feldspatknoten, die unter den Misch- bis Paragneisen besprochen wurden und dürften aus diesen durch stärkere Feldspatisation und Sammelkristallisation entstanden sein.

## 3. Chemismus und genetische Verhältnisse der Misch- und Orthogneise

Zur Orientierung über den Chemismus der Ortho- und Mischgneise im Grundgebirge des Sottoceneri wurde je ein typischer Vertreter dieser Gesteine analysiert.

Tabelle 1

| | I. Flaseriger Biotitgneis 600 m S Cima di Medeglia | II. Dünnflaseriger Zweiglimmergneis 400 m E Alpe del Tiglio |
|---|---|---|
| | Analytiker: A. Spicher | |
| $SiO_2$ | 70.02 | 65.52 |
| $TiO_2$ | 1.17 | 2.43 |
| $Al_2O_3$ | 13.88 | 14.72 |
| $Fe_2O_3$ | 1.16 | 1.08 |
| FeO | 1.54 | 2.78 |
| MnO | 0.07 | 0.09 |
| MgO | 1.94 | 2.15 |
| CaO | 2.88 | 2.98 |
| $Na_2O$ | 2.83 | 3.12 |
| $K_2O$ | 4.05 | 3.89 |
| $P_2O_5$ | 0.18 | 0.15 |
| $H_2O+$ | 0.32 | 1.04 |
| $H_2O-$ | 0.06 | 0.12 |
| | 100.10 | 100.07 |
| Spez. Gew. | 2.66 | 2.78 |

| Niggliwerte: | I. | II. | III. | IV |
|---|---|---|---|---|
| si | 323 | 276 | 303 | 270 |
| ti | 4.1 | 7.5 | 6 | |
| al | 38 | 36.5 | 37 | 38 |
| fm | 23.5 | 27 | 35.5 | 25 |
| c | 14 | 13.5 | 9 | 12 |
| alk | 24.5 | 23 | 18.5 | 25 |
| p | 0.26 | 0.25 | 0.5 | |
| h | 5.8 | 15.9 | 13 | |
| k | 0.48 | 0.45 | 0.45 | 0.41 |
| mg | 0 56 | 0.50 | 0.52 | 0.52 |
| c/fm | 0.59 | 0.50 | 0.25 | 0.48 |
| qz | 123 | 84 | 129 | |
| T | −0.5 | 0 | +9.5 | |

Modaler Mineralbestand (mit Integrationstisch bestimmt) in Vol.%:

| I (Orthogneis) | | II (Mischgneis) | |
|---|---|---|---|
| Plagioklas ($An_{31}Ab_{69}$) | 34.4 | Plagiosklas ($An_{25}Ab_{75}$) | 29.9 |
| Kalifeldspat | 21.5 | Kalifeldspat | 8.7 |
| Quarz | 26.9 | Quarz | 24.7 |
| Biotit | 16.4 | Biotit | 22.5 |
| | | Muskowit | 10.6 |
| Apatit, Zirkon, Muskowit, Erz | 0.8 | Apatit, Zirkon, Ilmenit, Titanit | 3.6 |
| | 100.0 | | 100.0 |

Zum Vergleich wurden die Niggliwerte eines Biotithornfelsgneises (III) vom M. Tamaro angeführt (Bächlin 6), ferner ein Biotitgranit (IV) aus dem Albtal (Niggli (27), S. 113), der chemisch unserem Ortho- und Mischgneis sehr nahe steht.

Die beiden analysierten Gesteine fallen in der Tetraederprojektion von Niggli in das Eruptivfeld. Der zugehörige Magmatypus ist in beiden Fällen normalgranitisch. Der Unterschied beider Gesteine ist gering. Der relativ hohe alk-Wert des Mischgneises dürfte auf den Muskowitgehalt zurückzuführen sein; der Biotitreichtum von II äussert sich in der Zunahme von fm gegenüber dem Orthogneis. Auffallend ist der hohe ti-Wert; auch die Paragneisanalyse von Bächlin weist einen ungewöhnlich hohen Titangehalt auf. Es scheint, dass der Biotit in den Gneisen des insubrischen Grundgebirges sehr titanhaltig ist, denn im Schliff ist im allgemeinen wenig Titanit festzustellen.

Obschon die Projektionspunkte sowohl des Ortho- wie auch des Mischgneises ins Eruptivfeld fallen und mit Magmentypen identifiziert werden können, führen wir die Entstehung dieser Gneise doch nicht auf magmatische Injektion zurück. Gegen magmatischen Ursprung spricht vor allem das geologische Auftreten. Nirgends im ganzen Gebiet wurde ein Eruptivkontakt gefunden, sondern die flaserigen Orthogneise leiten allmählich über dünnflaserige Mischgneise

zu den schiefrigen und dichten Paragneisen über. Oft ändern die Gesteine im Streichen ihren Charakter. Besonders auf dem Kammbuckel des Matro sind solche Erscheinungen immer wieder anzutreffen. Kleine Linsen im Paragneis erinnern hie und da an Ölflecken auf einem Fliesspapier. Aber auch mächtige Orthogneiszüge zeigen paragneisähnliche Partien mit allen Übergängen. Diese Tatsachen können kaum durch eine magmatische Intrusion erklärt werden, sondern sprechen vielmehr für diffuse Stoffzufuhr, für eine Durchtränkung der Paragneise mit aplitischen Lösungen. Dass diese verschieden stark feldspatisierten Paragneise chemisch echten granitischen Eruptivgesteinen gleichkommen können, zeigen die obigen Analysen.

Die Analysenwerte, verglichen mit denjenigen des Paragneises, zeigen vor allem Unterschiede in fm, c und alk. Der fm-Wert nimmt erwartungsgemäss vom Para- über Misch- zum Orthogneis allmählich von 35.5 bis 23.5 ab, entsprechend der Abnahme der Glimmer. c und alk dagegen nehmen zu. Der Tonerdeüberschuss geht demnach von $\pm$ 9.5 zurück auf Null beim Mischgneis und wird schwach negativ beim Orthogneis.

Die aplitischen Gneise, die nur spärlich in wenig mächtigen Lagen auftreten, entsprechen den leukokraten Lagen in den Hornfelsgneisen, nur dass hier die Stoffzufuhr in Form von Lösungen bedeutend stärker war und die Gesteine dadurch auch ein entsprechend grobkörniges bis flaseriges Aussehen bekommen haben. Es handelt sich durchwegs um bankig auftretende Gesteine, die nie über weite Strecken verfolgbar sind. Die Grenze gegen das Nebengestein ist scharf, ohne Kontaktbeeinflussung desselben. Aus diesen Gründen führen wir diese aplitischen Gneise nicht auf aplitische Injektionen zurück, sondern halten sie für stark feldspatisierte Quarzitbänke in den Paragneisen.

Sowohl bei den Ortho- als auch bei den Mischgneisen wurden Typen besprochen, die bis faustgrosse Feldspatnester und -knoten aufweisen. Diese Bildungen dürften auf Sammelkristallisation zurückzuführen sein. Das Material dazu stammt teilweise aus dem Gestein selbst, wird aber auch z. T. zugeführt worden sein. Besonders diese Stoffzufuhr hat wahrscheinlich die Sammelkristallisation stark begünstigt.

Die Giumellogneise sind, als ganzer Komplex betrachtet, eher zu den Paragneisen zu stellen. Es handelt sich um metamorphe Produkte toniger Sedimente, die einen beträchtlichen Aluminiumüberschuss aufwiesen. Sie zeigen allerdings stellenweise eine geringe

Stoffzufuhr, die sich in einer dünnflaserigen Textur äussert. Es sind also Paragneise, die z. T. eine schwache Feldspatisation erfahren haben, sie wurden deshalb zu den Misch- bis Paragneisen eingeordnet.

An dieser Stelle sei noch auf die Frage der Nomenklatur hingewiesen. Wir haben wiederholt die Bezeichnung Orthogneis verwendet, obschon unsere Gesteine im genetischen Sinne keine metamorphen Produkte von Eruptivgesteinen darstellen. Wir haben den Begriff Orthogneis auf Gesteine angewandt, die durch ihr makroskopisches Aussehen (körnig-flaserige Textur) mit Gesteinen übereinstimmen, wie sie von andern Gebieten der Schweizeralpen (Tessin, Gotthard) längst unter dem Namen Orthogneis bekannt sind. Wie weit es sich in diesen Fällen um Abkömmlinge von echten Eruptivgesteinen handelt, oder ob auch hier Migmatite im Sinne von M. Reinhard (37) vorliegen, ist heute noch schwer zu entscheiden.

## IV. AMPHIBOLITE UND GABBROGESTEINE

### 1. Allgemeines

Amphibolite gehören zu den wenig verbreiteten Gesteinen im insubrischen Grundgebirge des Sottoceneri. Im untersuchten Gebiet treten sie jedoch etwas häufiger auf. Sie bilden mehr oder weniger mächtige konkordante Lagen in den Gneisen, die z. T. im Streichen weit zu verfolgen sind. Häufig sind aber auch nur kleinere Linsen in den Paragneisen eingelagert. Im Val Mara und E der Alpe Tevreo sind die Amphibolite eng verknüpft mit ultrabasischen Eruptivgesteinen und bilden mit diesen zusammen 2–300 m mächtige Züge. Grössere Amphibolitvorkommen finden sich am Camoghè und Pizzo di Corgella, wo die Amphibolitlagen parallel zum Hang einfallen und so auf der geologischen Karte kein richtiges Bild von der Mächtigkeit geben. Nördlich der Kette Caval Drossa-Moncucco verlaufen zwei Amphibolitlagen, die im Streichen über ca. 3 km weit verfolgt werden können.

Obschon die Amphibolite einen kleinen Raum einnehmen im untersuchten Gebiet, so zeigen sie doch sowohl in der mineralogischen Zusammensetzung, als auch in der Struktur mannigfaltige Unterschiede. Am weitesten verbreitet sind Plagioklasamphibolite, die in zwei Gruppen zerfallen. In der einen tritt als Amphibol eine gemeine grüne Hornblende auf; diese wurden deshalb Hornblende-Plagioklasamphibolite genannt. Die andere Gruppe umfasst Amphibolite, die eine farblose strahlsteinartige Hornblende führen; sie werden unter dem Namen Strahlstein-Plagioklasamphibolite beschrieben.

Weiterhin treten auf: Granatamphibolite, Eklogitamphibolite, Epidotamphibolite mit Granatschlieren. In den Strahlstein-Plagioklasamphiboliten finden sich noch Einlagerungen von wenig veränderten Gabbrogesteinen, die für die genetische Deutung der Amphibolite von grösster Wichtigkeit sind.

Die Textur ist gewöhnlich deutlich schiefrig, wobei die Hornblendeprismen eine mehr oder weniger gute Parallelstellung einnehmen. Hie und da tritt auch flaserige oder Übergang zu massiger Textur auf.

Die Struktur ist vorwiegend eine klein- bis mittelkörnige granoblastische, seltener auch eine porphyroblastische. Diablastische Strukturen sind auf die Eklogitamphibolite beschränkt.

Eine Einteilung der Amphibolite nach genetischen Gesichtspunkten in Para- und Orthoamphibolite konnte nicht vorgenommen werden, da in vielen Fällen die Frage, ob sie eruptiven oder sedimentären Ursprungs sind, offen gelassen werden musste. So erfolgte die Gliederung der Amphibolite hauptsächlch auf Grund des Mineralbestandes und struktureller Merkmale.

Die Amphibolite des insubrischen Gebirges zeigen in mancher Beziehung grosse Ähnlichkeit mit den von Streckeisen (45) und Spaenhauer (43) beschriebenen Amphiboliten der Silvretta.

## 2. Beschreibung der Gesteinstypen

### *A. Hornblende-Plagioklasamphibolite*

#### a) Schiefriger Hornblende-Plagioklasamphibolit

Diese dunklen Gesteine zeigen eine gute Schieferung, indem die Hornblendeprismen parallel angeordnet sind. Sie wittern meist infolge ihres Erzgehaltes rostbraun an. Die Struktur ist granoblastisch. Sie besitzen folgende mineralogische Zusammensetzung:

Hauptgemengteile: Hornblende und Plagioklas.
Nebengemengteile: Titanit, Apatit, Leukoxen, Pyrit, schwarzes Erz (Ilmenit, Magnetit).
Übergemengteile: Granat, Zoisit-Epidot, Quarz, Biotit, Serizit, Rutil, Chlorit, Prehnit.

Hornblende. Sie ist mit 50—70 % am Aufbau des Gesteins beteiligt. Die Grösse beträgt im Durchschnitt 0.2:0.7 mm. Oft ist diese Hornblende sehr kleinprismatisch ausgebildet (0.05—0.3 mm) und gibt dann dem Gestein ein filziges Aussehen. Nur selten bildet sie grössere Porphyroblasten. Hie und da zeigt sie idiomorphe Ausbildung, doch ist sie im allgemeinen unregelmässig begrenzt. Die

Hornblende ist meist sehr frisch, ab und zu lässt sich jedoch eine beginnende Umwandlung in Chlorit beobachten. Diese gemeine Hornblende zeigt schmutzig olivgrüne Farbtöne mit nicht sehr starkem Pleochroismus. $n_\alpha$ = hellgrün, $n_\beta$ = bräunlichgrün, $n_\gamma$ = schmutzig olivgrün. $2V = -84^0$; die Auslöschungsschiefe schwankt zwischen $14^0$—$20^0$, die Doppelbrechung zwischen 0.023—0.025, $n'_\gamma = 1.683$, $n_\alpha' = 1.668$.

Der Plagioklas macht 20—50% des Amphibolites aus. Die Körner sind oft isometrisch und haben eine Grösse von 0.1—1 mm; nicht selten sind sie aber auch parallel der Schieferung verlängert und mit der Hornblende verzahnt. Die Plagioklase sind meist durch Serizitschuppen leicht getrübt; Saussuritisierung ist seltener; aus der trüben Masse leuchten dann oft die grellen Farben kleiner Epidotkörner auf. Der Plagioklas ist aber auch oft recht frisch und zeigt gute Doppelverzwillingung. Der An-Gehalt schwankt zwischen 20 bis 40%, am häufigsten liegt er zwischen 25—35%; es handelt sich also um einen basischen Oligoklas bis Andesin. Inverse Zonarstruktur ist häufig, wobei der Kern bis 10% saurer sein kann als die Hülle. Die Zwillingsgesetze sind Albit und Periklin, Albit etwas häufiger.

Von den Nebengemengteilen tritt besonders Titanit reichlich auf. Er liegt in kleinen Körnern vereinzelt oder zusammengeballt vor; sehr häufig bildet er Leukoxen-Ränder um Ilmenit. Apatit ist ebenfalls fast immer vorhanden, tritt aber mengenmässig gegenüber Titanit stark zurück. Von den Erzmineralien ist am häufigsten schwarzes Erz vorhanden, wahrscheinlich Ilmenit und Magnetit, das z. T. in Zeilen parallel der Schieferung angeordnet ist; daneben findet sich noch Pyrit.

Übergemengteile. Klinozoisit-Epidot tritt nur spärlich auf als Umwandlungsprodukt von Plagioklas. Quarz kann reichlich auftreten; entweder sind kleinere Körner regellos im Gestein verteilt oder aber grössere, stark undulös auslöschende Körner sind in Zeilen angeordnet. Granat tritt nur sporadisch auf und ist weitgehend umgewandelt in Biotit und Plagioklas, die ihrerseits wieder eine Umwandlung in Chlorit und Saussurit erfahren. Rutil ist nur ganz untergeordnet vorhanden. Sekundär füllt Prehnit kleine Risse und Klüfte aus.

Diese schiefrigen feinkörnigen Plagioklasamphibolite finden sich nirgends in grössern Massen, sondern bilden meist Einlagerungen in Paragneisen. Diese wenig mächtigen Züge können oft über 100 m im Streichen verfolgt werden. Die nächstliegende Erklärung für die

Entstehung dieser Amphibolitlagen ist eine ursprünglich sedimentäre Wechsellagerung von Tonen und Mergeln. Für diese Deutung spricht auch die von Bächlin (6) festgestellte Tatsache, dass diese Plagioklasamphibolite ähnlich den Hornblende-reichen Randzonen der Kalksilikatlinsen in den Paragneisen sind.

### b) Körnige Hornblende-Plagioklasamphibolite

Der Mineralbestand dieser Amphibolite ist im wesentlichen gleich dem der oben beschriebenen; Textur und Struktur sind aber verschieden von jenen. Makroskopisch ist noch eine deutliche Schieferung vorhanden, mikroskopisch dagegen ist dieselbe fast vollständig verwischt, indem die einzelnen Mineralkomponenten ein mehr körnig-massiges Gefüge bilden.

Die Hornblende hat eine durchschnittliche Grösse von 0.6:1.5 mm. Sie besitzt einen starken Pleochroismus in blaugrünen Tönen, was auf einen Alkaligehalt schliessen lässt. $n_\gamma$ = blaugrün, $n_\beta$ = saftiggrün, $n_\alpha$ = gelblichgrün. Die übrigen optischen Daten sind die gleichen wie bei der olivgrünen Hornblende. Häufig ist mit ihr ein grünlicher, schwach pleochroitischer Pennin eng verwachsen; auch grosse vereinzelte Lamellen dieses Chlorits treten auf. Diese können stellenweise so angereichert sein, dass sie zu Hauptgemengteilen werden. Besonders im Val Mara in 1200 m wurde eine Linse eines solchen Chloritamphibolites gefunden. Häufig sind in diesen Chloritlamellen Mineralkörnchen eingelagert. Entweder zeigen sie stark übernormale Interferenzfarben und die Achsenebene steht senkrecht zu den Spaltrissen, oder sie zeigen parkettartige Auslöschung und normale Interferenzfarben. Auch Spaenhauer (43) hat ähnliches in den Biotitamphiboliten der Silvretta beobachtet und Epidot oder Prehnit vermutet. Wahrscheinlich handelt es sich um beide. Ob der Chlorit als Umwandlungsprodukt von Biotit anzusehen ist, oder ob er direkt aus Hornblende entstanden ist, bleibt fraglich. Biotit ist nirgends vorhanden.

Die Plagioklaskörner (durchschnittliche Grösse 0.8 mm) sind durch einen gleichmässigen dichten Serizitfilz stark getrübt. Die Zersetzung beginnt am Rande der Körner und schreitet längs Spaltrissen und Zwillingsverwachsungsflächen fort, sodass häufig die Kerne noch vollständig frisch sind. Wo der Plagioklas gemessen werden konnte, ergab er An-Gehalte von 30—35%. Doppelverzwillingung nach Albit und Periklin.

Ausser dem Plagioklas und der Hornblende zeigen auch Apatit und Titanit eine starke Kornvergrösserung. Besonders der Titanit ist

oft bis zu 1 mm grossen Körnern mit z. T. guten kristallographischen Umrissen ausgebildet. Gelblicher Epidot bildet die Füllmasse kleiner Äderchen. Das häufigste Erz ist Pyrit.

Im Val Mara in ca. 1000 m Höhe treten in diesem körnigen Amphibolit bis 10 cm grosse weisse Nester und Knauern auf. Sie bestehen aus Plagioklas (80 %) und Quarz (20 %), wenig Orthoklas, Titanit, Apatit und einzelnen Hornblendefetzen. Der Plagioklas erreicht Korngrössen bis zu 3 mm und ist vollständig durch Serizit getrübt.

An der gleichen Stelle durchziehen auch haarfeine Orthoklasäderchen den Amphibolit. Es handelt sich dabei nicht um Rissausfüllungen; die Hornblendeindividuen werden auch nicht von den Äderchen durchschlagen, sondern eher durchtränkt. Die stark pleochroitische blaugrüne Hornblende wird dabei fast farblos, die Auslöschungsschiefe bleibt gleich. Die Äderchen haben auffallend scharfe Grenzen.

Dieser Plagioklasamphibolit hat sein Hauptverbreitungsgebiet nördlich der Kette Caval Drossa-Moncucco, wo er über 3 km weit vom Val Mara bis ins Val Sertena zu verfolgen ist. Er bildet mit Misch- bis Paragneisen zahlreiche Wechsellagerungen, die auf der geologischen Karte schematisiert wiedergegeben werden mussten. Die Herkunft dieses Amphibolites ist zweifelhaft. Der Lagerung nach könnte man an sedimentären Ursprung denken; das Gestein selbst lässt aber eher auf ein metamorphes Eruptivgestein schliessen. Sichere Anhaltspunkte und Beweise für die eine oder andere Deutung sind nicht vorhanden.

### c) Lagenamphibolite

Häufig sind in den Amphiboliten zahlreiche leukokrate Lagen eingeschaltet, die wenige Millimeter bis einige Zentimeter mächtig sein können. Diese auffallend gebänderten Gesteine sind in allen Amphiboliten zu finden und lassen sich im Streichen oft über weite Strecken verfolgen. Die weissen Bänder bestehen aus einem granoblastischen Gefüge von Plagioklas und Quarz, wobei der Plagioklas gewöhnlich mengenmässig stark überwiegt (80 % des Gesteins). Reine Quarzlagen sind selten. Die durchschnittlich 0.5:0.5 mm grossen Plagioklaskörner sind meist stark serizitisiert und saussuritisiert, wobei sich oft reichlich Klinozoisit entwickelt. Die Basizität der Feldspäte ist ungefähr gleich wie in den Hornblende führenden Partien und beträgt 22—35 % An. Neben Quarz und Plagioklas treten oft grössere Porphyroblasten von Hornblende auf,

kleine Hornblendefetzen sind fast immer vorhanden. Daneben findet sich Biotit, Apatit, Epidot, Titanit, Chlorit und Erz. Während der Titanit in den Amphibolitbändern ausserordentlich reichlich auftritt, kommt er in den leukokraten Lagen nur sehr spärlich in kleinen Körnern vor.

Die Entstehungsgeschichte dieser Bänderung ist nicht klar. Weder die Annahme ursprünglich sedimentärer Wechsellagerung noch die nachträglicher Injektion von aplitischem Material befriedigt restlos. Gegen die erste Deutung spricht die Tatsache, dass Bänder auch in Orthoamphiboliten vorkommen. Anderseits sind aplitische Injektionen, die so streng konkordant über weite Strecken verlaufen, schwer vorstellbar; auch der Mineralgehalt spricht gegen eine solche Entstehung. Am ehesten kommen wohl Sekretions- und Konzentrationsvorgänge in Frage, wie sie z. B. SPAENHAUER (43) für die Bänderamphibolite der Silvretta annimmt.

### d) Saussuritamphibolite

Am Camoghè findet sich ein Amphibolit, der durch sein gesprenkeltes Aussehen auffällig in Erscheinung tritt. Am besten ist er südöstlich der Cima di Calescio entwickelt. In einer dunkelgrünen bis schwarzen, feinkörnigen massigen Hornblendemasse sind zahlreiche weisse rechteckige und rundliche Nester eingestreut, die eine durchschnittliche Grösse von 0.5 cm erreichen. Sie machen oft den Eindruck von Plagioklaseinsprenglingen; besonders leistenartige Gebilde lassen diese Vermutung aufkommen. Diese weissen Flecken sind gewöhnlich regellos eingelagert, in mehr geschieferten Varietäten sind sie oft auch parallel der Schieferung linsenartig verlängert. Im Schliff enthüllen sich diese Flecken als Saussuritnester. In den braunen trüben Massen bilden sich kleine Klinozoisitkörner, die dann weiter die saussuritische Substanz aufzehren und sich zu grossen Individuen entwickeln; seltener entsteht auch $\beta$-Zoisit. Neben Saussurit treten Serizitpartien auf; in wie weit auch Prehnit an der Zusammensetzung der feinschuppigen Partien mitbeteiligt ist, kann wegen der Kleinheit der Schuppen nicht entschieden werden. In einem Nest konnte immerhin Prehnit bestimmt werden. Seltener finden sich in Saussuritnestern Karbonat, Granat und Pyrit.

Die „Grundmasse" des Gesteins besteht aus einem granoblastischen Gefüge von Hornblende und Plagioklas. Diese beiden Hauptgemengteile (Korngrösse 0.1 mm) sind z. T. völlig richtungslos angeordnet, z. T. lässt sich eine mehr oder weniger deutliche Schieferung wahrnehmen. Die Hornblendezüge weichen dann seitlich um

die linsenartig ausgezogenen Nester herum aus. Die Hornblende entspricht in Farbe und optischen Eigenschaften dem blaugrünen Typus. Sie ist mengenmässig reichlicher vorhanden als in den gewöhnlichen Hornblende-Plagioklasamphiboliten und macht 80 bis 100 % der dunklen „Grundmasse" aus. Der Plagioklas ist stellenweise recht frisch und weist An-Gehalte von 35—43% auf, mit häufiger inverser Zonarstruktur. Doppelverzwillingung nach Albit und Periklin. Die Feldspäte sind durchschnittlich etwas basischer als in den oben beschriebenen Plagioklasamphiboliten, doch ist der Unterschied nicht sehr gross.

Als typisches Amphibolitmineral tritt wieder reichlich Titanit auf, der häufig Leukoxenränder um Ilmenit bildet. Das häufigste Erz ist Pyrit, oft in Würfeln ausgebildet. Sekundär auf kleinen Klüften findet sich Prehnit und Epidot.

### *B. Granatamphibolite*

In diesen Amphiboliten tritt neben Hornblende und Plagioklas als Hauptgemengteil noch Granat auf, der in rundlichen Porphyroblasten (bis 1 cm Durchmesser) ausgebildet ist. Dieses mittelkörnige Gestein besitzt eine mehr oder weniger deutliche Schieferung, hie und da sind auch mehr massigere Typen entwickelt.

Mineralbestand: Hornblende, Plagioklas, Granat.
Apatit, Ilmenit, Rutil, Epidot, Muskowit, Quarz, Chlorit, Karbonat.

Der Granat liegt in rundlichen bis gelappten, von Rissen durchzogenen Körnern vor, die z. T. noch frisches Aussehen haben, z. T. aber stark in Umwandlung begriffen sind, sodass häufig nur noch Pseudomorphosen nach Granat zu beobachten sind. Immer zeigt er Einschlüsse aller andern Mineralien; besonders die grössern Körner sind meist vollgespickt mit Erz, Quarz und sehr häufig auch mit Rutil. Ein Grossteil der Einschlüsse dürfte Umwandlungsprodukte des Granats darstellen, daneben sind sicher auch primäre Einschlüsse vorhanden. Hie und da zeigen sich Andeutungen einer konzentrischen Anordnung der Einschlüsse; irgend eine Gesetzmässigkeit liess sich aber nicht beobachten. Bei der vollständigen Umwandlung des Granats können die verschiedensten Mineralparagenesen festgestellt werden; häufig sind wirrschuppige Nester von Chlorit, der sonst nirgends im Schliff auftritt. Serizit ist in jeder Granatpseudomorphose zu finden. Diese mannigfache Umwandlung könnte darauf zurückzuführen sein, dass viele Umwandlungsprodukte selbst wieder nicht im Gleichgewicht stehen mit den neuen Bedingungen und sich

weiter umwandeln. Eventuell mögen dabei auch Verschiedenheiten in der chemischen Zusammensetzung der Granate eine Rolle gespielt haben.

Die bläulichgrüne gemeine Hornblende ist mit 60 % am Aufbau des Gesteins beteiligt. Der kleinkörnige Plagioklas ist im allgemeinen sehr frisch. Er ist schlecht verzwillingt und zeigt fast immer eine inverse Zonierung; der Kern hat einen An-Gehalt um 12 %, der Rand bis zu 30 %. Schwach undulöse Quarzkörner bilden hie und da Zeilen und Nester und stellen wahrscheinlich eine nachträgliche Infiltration dar. Epidot ist reichlich vorhanden, meist in Lagen angeordnet. Die Körner sind stark zoniert, der Kern ist Fe-reicher. Karbonat findet sich nur sekundär auf Klüftchen. Die Struktur ist vorwiegend granoblastisch, doch finden sich hie und da diablastische Partien von Hornblende und Plagioklas. Die Granatamphibolite zeigen eine gewisse Verwandtschaft mit den Eklogitamphiboliten und sind wahrscheinlich durch fortschreitende Metamorphose aus diesen entstanden. Granatamphibolite wurden an zwei Stellen gefunden: eine Linse findet sich bei der Alpe Tevreo und eine grössere Zone ist der Amphibolitplatte des Pizzo di Corgella eingelagert (400 m WNW der Alpe Corgella).

### *C. Eklogitamphibolite*

Diese Gesteine treten selten auf. Sie finden sich nur in einer kleinen Linse bei Pian Baulco SE von Camorino. Makroskopisch sind sie von den gewöhnlichen Amphiboliten gut zu unterscheiden. Es sind kleinkörnige, hellgrüne Gesteine mit schwach schiefriger bis vollständig massiger Textur. Der Granat tritt nicht wie bei den Granatamphiboliten in grossen Porphyroblasten in Erscheinung, sondern ist in kleineren, höchstens 1.5 mm grossen Körnern im feinen Grundgewebe eingestreut.

Mineralbestand: Hornblende, Plagioklas, Granat.
Quarz, Biotit, Epidot, Zoisit, Erz, Chlorit, Titanit, Rutil, Apatit.

Die sonst für die Eklogitamphibolite so typischen kelyphitischen Reaktionsränder um die Granate sind hier nur andeutungsweise vorhanden oder fehlen überhaupt ganz. Der Granat wird höchstens von einem Saum umgeben, der aus Plagioklas und feinen Hornblendenädelchen besteht, die entweder radial oder tangential angeordnet sind. Der Granat unterliegt mannigfachen Pseudomorphosenbildungen. Er wandelt sich in Haufwerke von Plagioklas, Biotit, Hornblende, Chlorit, Erz und saussuritische Substanz um. In den meisten

Fällen aber werden die kleinen Granatkörner von einem Saum umgeben, der nur aus kleinkörnigen, wasserklaren Plagioklaskörnern besteht, die stark zoniert sind.

Die richtungslos struierte „Grundmasse" besteht aus einem mikrodiablastischen Gewebe von Plagioklas und Hornblende. Vielfach löschen zusammenhängende Partien dieses Grundgewebes gleich aus; sie scheinen durch Zerfall aus grössern Hornblendeindividuen hervorgegangen zu sein. Im diablastischen Gefüge treten grössere Hornblendeporphyroblasten auf, die sich oft randlich in das feine Gewebe auflösen. Diese Porphyroblasten können stellenweise so überwiegen, dass das diablastische Gewebe nur noch als Zwickelfüllmasse vorhanden ist. Das mikrodiablastische Gefüge wird häufig grobdiablastisch und zeigt Übergänge zur granoblastischen Struktur, wie sie bei den gewöhnlichen Granatamphiboliten anzutreffen ist.

Die Farbe der Hornblende ist im allgemeinen lichtgrün mit einem Stich ins Bläuliche; der Pleochroismus ist nur sehr schwach. Hie und da kann in grössern Hornblendekörnern eine schwache Zonierung beobachtet werden, indem der Kern etwas blassere Farbtöne zeigt als der Rand. Die optischen Daten sind: $2V = -84^0$, $n_\gamma : c = 15^0 - 18^0$, $n_\gamma - n_\alpha = 0.027$. $n'_\gamma = 1.650$, $n'_\alpha = 1.631$. Es handelt sich um eine aktinolithische Hornblende.

Quarz kann reichlich auftreten; er ist entweder lagen- oder nesterweise angeordnet oder auch regelmässig im Gestein verteilt. Er ist nur wenig kataklastisch und löscht fast nicht undulös aus. Biotit findet sich meist in Nestern als Umwandlungsprodukt von Granat. Er tritt auch in einzelnen Schuppen auf und scheint aus der Hornblende entstanden zu sein. In andern Proben aber ist wieder keine Spur von Biotit zu finden. Aus saussuritischer Substanz entwickeln sich durch Aufzehren derselben Epidotkörner und z. T. auch gut ausgebildeter $\alpha$- und $\beta$-Zoisit. Die Kristalle sind häufig noch von einem trüben Saum umrandet. Ilmenit weist oft Kränze von Titanit auf.

Sowohl die Eklogit- als auch die Granatamphibolite könnten von Eklogiten abgeleitet werden, die sich der Amphibolitfacies anzupassen suchten. So entstanden zuerst die noch Reliktstrukturen zeigenden Eklogitamphibolite, dann die vollständig angepassten Granatamphibolite. Dabei wurde zuerst der Pyroxen in Hornblende umgewandelt, dann unterlag der Granat einer Umwandlung und die ursprünglich diablastische Struktur wurde durch eine granoblastische ersetzt (Streckeisen 45). Eklogitamphibolite brauchen aber nicht unbedingt von Eklogiten abzustammen. Sie können auch durch Me-

tamorphose direkt aus basischen Eruptivgesteinen entstanden sein. Spaenhauer (43) hat an gabbroiden Gesteinen in der Silvretta festgestellt, dass sich neben uralitischen Pseudomorphosen und Granat direkt ein diablastisches Gefüge von Hornblende und Plagioklas bildet, ohne dass ein neuer Pyroxen (Omphacit) entsteht. Ob die eine oder andere Möglichkeit der Entstehung von Eklogitamphiboliten im untersuchten Gebiet vorliegt, kann an Hand des vereinzelten linsenartigen Vorkommens kaum entschieden werden.

### *D. Epidotamphibolite mit Granatschlieren*

In der Nordwand des Camoghè steht ein Amphibolitkomplex an, der zahlreiche Lagen und Schlieren von Epidot und Granat aufweist. Der Epidot ist z. T. lagig, z. T. diffus im Gestein verteilt und gibt dann dem Amphibolit je nachdem ein gelbgrün-dunkelgrün gebändertes oder geflecktes Aussehen. Der braunrote Granat ist meist in schlierigen Zügen angereichert, die oft merkwürdig mäanderartig gewunden sind. Diese gelbgrünen und roten Lagen und Schlieren verleihen dem ganzen Komplex einen heterogenen Charakter.

Mineralbestand: Hornblende, Plagioklas, Quarz, Epidot.
Granat, Titanit, Zoisit, Apatit, Erz, Serizit, Chlorit, Rutil, Karbonat, Diopsid.

Der vorherrschende Gemengteil ist neben Hornblende Klinozoisit-Epidot, der in länglichen prismatischen Körnern (0.1 : 0.4 mm) vorliegt, die alle mehr oder weniger parallel angeordnet sind. Er besitzt meist gute Spaltbarkeit, selten ist er verzwillingt. Der Epidot zeigt die typisch übernormalen Interferenzfarben. In den meisten Fällen ist er zoniert, der Kern ist höher doppelbrechend als die Hülle (Doppelbrechung 0.010—0.031). Der Fe-Gehalt der Epidote schwankt in den einzelnen Proben ziemlich stark von 5—22 Mol.% (Diagramm nach Winchell). Die Auslöschungsschiefen betragen $n_\gamma : a = 28^0$ und $n_\alpha : c = 4^0$. Der Epidot ist gewöhnlich farblos, häufig mit einem Stich ins gelbgrüne; die Zonierung äussert sich nicht in der Absorptionsfarbe.

Der Epidot macht durchschnittlich 60 % des Gesteins aus, kann aber bis zu 90 % ansteigen, indem er dann Lagen von eigentlichen Epidotfelsen bildet. Sonst ist er diffus im Gestein verteilt und ersetzt zuerst den Plagioklas, dann auch die Hornblende. Plagioklas fehlt in vielen Fällen vollständig, nur selten liegt er noch in trüben Körnermassen vor. Wahrscheinlich ist er schon zum grössten Teil der Epidotbildung erlegen. Auch die Hornblende wurde langsam von diesem Umwandlungsprozess ergriffen. Häufig ist zu beob-

achten, dass sich die Hornblende fransig auflöst und von Epidotkörnern verdrängt wird, sodass dann in einer Epidotmasse nur noch Fetzen von Hornblende schwimmen. Gleichzeitig erfolgt oft auch eine Umwandlung von Hornblende in Chlorit. Hie und da sind grössere Granatkörner in diesen Epidotamphiboliten eingestreut. Auch sie werden von der Epidotisierung ergriffen und lösen sich meist in ein Gemenge von Quarz und Epidot auf.

In Klüftchen findet sich ausser Klinozoisit-Epidot noch Zoisit; doch sind diese weisslichen Äderchen weit seltener anzutreffen als die gelbgrünen des Epidots. Sie bestehen aus einem grobkörnigen Gemenge von $\alpha$- und $\beta$-Zoisit. Die $\alpha$-Zoisitkörner mit den stark unternormalen Interferenzfarben durchdringen die Prismen des $\beta$-Zoisits. Häufig finden sich in grossen Zoisitkörnern zahlreiche kleine Einschlüsse von Klinozoisit, die alle gleich orientiert sind.

Quarz ist immer reichlich vorhanden in Zeilen und Nestern; er bildet die Zwickelfüllmasse zwischen grössern Gesteinskomponenten. Auch als rundliche Einschlüsse, besonders in der Hornblende und im Granat, ist er häufig zu finden. Seinem ganzen Auftreten nach handelt es sich wahrscheinlich um eine nachträgliche Infiltration.

Titanit tritt wieder in grössern Mengen auf; er bildet kleine Körner. Auffällig sind in einzelnen Schliffen Titanitkörner, die eine Grösse bis zu 3 mm erreichen. Sie zeigen keine kristallographischen Umrisse. Mit den Epidotlagen sind oft wenige Millimeter mächtige Kalzitlagen verknüpft, welche die hellgrünen Epidotbänder randlich umgeben. Die Kalzitkörner zeigen meist verbogene Lamellen und sind umgeben von einem kleinkörnigen Mörtelkranz. In diesen Kalzitlagen findet sich auch reichlich ein Pyroxen; $n_\gamma : c = 45^0$, $2V = +60^0$; es handelt sich um einen schwach grünen Diopsid.

Das auffälligste an diesem Epidotamphibolitkomplex sind die zahlreichen Granatlagen und -züge, die schlierenartiges Aussehen haben und oft stark gewunden sind. Infolge der unzugänglichen Wände des Camoghè konnten diese Gesteine nicht im Anstehenden studiert werden; hingegen liegen zahlreiche grosse Blöcke ca. 400 m östlich von den obersten Hütten der Alpe Caneggio direkt unter dem Amphibolitzug. Die bräunlichroten Granatschlieren sind wenige Millimeter bis 10 cm mächtig. Sie sind entweder dicht oder bilden grobkristalline Massen, die von zahlreichen Quarzschnüren durchzogen sind.

Die mineralogische Zusammensetzung dieser Granatschlieren ist folgende:

Granat (70—100%), Quarz (5—30%), Hornblende (0—10%), Apatit (0.5—5%), dazu kommen noch wenig Erz, chloritische Substanz als Umwandlungsprodukt der Hornblende, selten Rutil und Titanit.

Die rundlichen Granatkörner haben eine durchschnittliche Grösse von 0.05 mm; sie können aber in den dichten Partien so feinkristallin werden, dass nur noch eine einheitlich isotrope Masse vorliegt. Bei diesem Granat wurde mikrochemisch Aluminium, Kalzium, Eisen und Mangan nachgewiesen. Es handelt sich also vorwiegend um einen Hessonit mit einer Beimengung von Spessartinmolekül. Auch die hellbräunlichrote Farbe entspricht einem eisenhaltigen Kalktongranat. Im Dünnschliff ist er farblos und meist sehr frisch; nur selten wandelt er sich am Rande und längs Rissen in karbonatische Substanzen um. Quarz ist in Zeilen und Nestern angereichert und füllt alle Lücken und Zwickel zwischen den Granatkörnern aus. Er macht den Eindruck einer nachträglich zugeführten Substanz. Hornblendefetzen sind meist vollständig in ein chloritisches Mineral umgewandelt. Auffallend ist der hohe Gehalt an Apatit; dieser ist meist in rundlichen Körnern mit undeutlich hexagonalen Umrissen ausgebildet, die einen mittleren Durchmesser von 0.3 mm haben.

Dieser Epidotamphibolitkomplex mit Granatschlieren bildet einen ca. 50 m mächtigen konkordanten Zug in einer sehr heterogenen, z. T. recht wenig metamorphen hornfelsartigen Paragneisserie mit vielen schmalen Amphiboliteinlagerungen. Der ganze Nordabhang des Camoghè wird von diesen Gneisen gebildet. Die ganze Serie stellt einen mächtigen Sedimentkomplex von Tonen mit zahlreichen mergeligen und kalkigen Einlagerungen dar. In diese Sedimente ist wahrscheinlich ein gabbroides Magma lagenartig eingedrungen und hat dabei Sedimentmaterial aufgeschmolzen. Die kalkigen Lagen wurden nicht restlos umgewandelt und bildeten im basischen Gestein zahlreiche Schlieren. Bei einer späteren Dislokationsmetamorphose erfuhr das gabbroide Gestein eine Umwandlung in Amphibolit, die kalkreichen Einlagerungen wurden, wahrscheinlich unter starker Stoffzufuhr, zu Granatschlieren, und der ganze Sedimentkomplex erhielt den Charakter der heutigen Paragneise. Die schmalen Amphibolitlagen könnten als Umwandlungsprodukte der mergeligen Sedimente gedeutet werden. Der in der mesozonalen Tiefenstufe im Gleichgewicht stehende Amphibolit musste sich weiter den Bedingungen der Epizone anpassen. Es begann, wahrscheinlich unter hydrothermalem Einfluss, eine Epidotisierung. Das Material dazu lieferten Plagioklas, Hornblende und ev. Granat.

### *E. Strahlstein-Plagioklasamphibolite*

Diese Plagioklasamphibolite führen als dunklen Hauptgemengteil eine strahlsteinartige farblose Hornblende. Die Farbe dieser Amphibolite ist dementsprechend hellgrüner als die der übrigen Amphibolite. Ausserdem sind sie z. T. auch texturell recht verschieden von jenen, indem sie eine flaserige Ausbildung zeigen, die besonders bei gröber texturierten Gesteinen an Flasergabbros erinnert. Hie und da treten auch fein gesprenkelte Varietäten auf, die dann stellenweise den Saussurit-Amphiboliten des Camoghè ähnlich sehen. Die flaserige Textur kann oft in eine feinlagige übergehen, wobei die Lagen nie mehr als 2 mm Mächtigkeit erreichen, im Gegensatz zu den oben beschriebenen Bänderamphiboliten. Diese Strahlstein-Plagioklasamphibolite treten zusammen mit den ultrabasischen Gesteinen des Val Mara und der Alpe Tevreo auf. Sie bilden gewöhnlich die Randzonen dieser Peridotitzüge und -linsen. Westlich des Val Mara (nicht mehr im untersuchten Gebiet) erreichen diese Amphibolite grössere Mächtigkeit; in dieser Zone sind kleine Linsen von Serpentin und Uralitgabbro eingelagert. Nach Mitteilung von Prof. Reinhard streicht dieser Amphibolit weiter nach W, wo er im Gebiet des obersten Val Capriasca gegen S umbiegt und in Hornblende-Plagioklasamphibolite übergeht. Im oberen Val Mara, besonders einer Störungslinie entlang, wurden noch weitere Vorkommen dieser Strahlstein-Plagioklasamphibolite aufgefunden, die z. T. selbständige Lagen bilden, z. T. mit Serpentin verknüpft auftreten. Im Gebiet der Alpe Tevreo bilden diese Amphibolite hauptsächlich die nördliche Randzone des über 1 km langen Serpentinzuges. Der Ostteil dieser Zone biegt gegen S um und verfingert sich mit Para- und Mischgneisen. Ein Zusammenhang dieses Strahlstein-Plagioklasamphibolit-Serpentinkomplexes mit den Amphiboliten des Camoghè besteht nicht. Plagioklasamphibolite, die Strahlstein führen, finden sich auch in feinlagiger Ausbildung am Pizzo di Corgella, wo sie allerdings nur eine untergeordnete Rolle spielen.

Obschon die Strahlstein-Plagioklasamphibolite texturelle Verschiedenheiten aufweisen, zeigen sie im Dünnschliff einen recht gleichförmigen Mineralbestand:

Hauptgemengteile: Hornblende, Plagioklas.

Neben- und Übergemengteile: Klinozoisit, Zoisit, Serizit, Prehnit, Klinochlor, Rutil, Granat, Anthophyllit, Apatit, Titanit, Erz, braune amorphe Substanz

Nach der Textur lassen sich zwei Typen unterscheiden, ein flaseriger und ein lagiger, die durch Übergänge miteinander verbunden sind.

### a) Flaseriger Strahlstein-Plagioklasamphibolit

Diese Gesteine zeigen eine glomerogranulare Struktur. Der Plagioklas ist einer Granulierung in Haufwerke kleiner Körner unterworfen. Diese Plagioklaspflaster bilden die für diese Amphibolite so typischen weissen Flasern. Die kleinkörnige Hornblende (0.1 : 0.2 mm) ist in monomineralischen Zügen und Haufen angeordnet; die einzelnen kleinen Hornblendeprismen bilden meist ein filziges, richtungsloses Gefüge, seltener ist Parallelstellung zu beobachten. Kristallographische Umrisse sind nur selten vorhanden. Die Hornblende ist farblos, stellenweise licht grünlich mit schwachem Pleochroismus. Der Achsenwinkel schwankt zwischen $-82^0$ und $90^0$, die Auslöschungsschiefe zwischen $14^0$—$20^0$; die Doppelbrechung beträgt 0.023. $n'_\gamma = 1.632$, $n'_\alpha$ 1.616. Hie und da zeigt die Hornblende eine feine Bestäubung mit kleinsten, hoch lichtbrechenden Körnchen, wie sie bei Diallag auftritt. Der Plagioklas ist granuliert und bildet monomineralische Haufen und unregelmässig ausgezogene Linsen und Bänder. Die Kleinkörner haben Grössen zwischen 0.01 bis 0.1 mm; am Rande dieser Pflaster sind die polygonalen Körner oft grösser ausgebildet (0.2—0.3 mm). Beim Einschieben des Gipsblättchens lässt sich häufig feststellen, dass innerhalb eines grössern Plagioklaspflasters einzelne Partien gleich orientiert sind. An verschiedenen Stellen finden sich bis 3 mm grosse Plagioklaskörner, die eine beginnende Auflösung in zahlreiche Kleinkörner zeigen, die noch alle die gleiche Orientierung aufweisen. Die einzelnen Körner zeigen z. T. schwache Zonierung. Bei dieser Granulierung handelt es sich wahrscheinlich eher um Zerfall grösserer Individuen als um Neubildung von Plagioklaskörnern. Der Plagioklas lässt jedoch keine Spur von Kataklase erkennen. Die Frische des Feldspates ist recht verschieden; neben wasserklaren Körnern finden sich oft trübe wolkenartige Massen, aus denen sich Klinozoisit und Epidot bildet. In andern Fällen hat eine weitgehende Verglimmerung des Plagioklases stattgefunden; in den wirren Serizitfilzen fügen sich oft einzelne Schuppen zusammen und scheinen einheitliche Tafeln zu bilden. Hie und da erleidet der Plagioklas neben einer Serizitisierung eine Umwandlung in Prehnit. Dieser ist dann strahlig ausgebildet; grössere Körner zeigen die typisch parkettartige Auslöschung. Im gleichen Schliff können serizitische und prehnitische Umwandlungen auftreten,

die braunen Massen fehlen selten. Der frische Plagioklas ist wasserklar und zeigt selten Verzwillingung und Spaltbarkeit. Auffallend ist die ausserordentlich starke inverse Zonierung. Wo die Plagioklase überhaupt gemessen werden konnten, weisen die Ränder An-Gehalte von 33—54 % auf, die Kerne 25—45 %; der Unterschied kann bis 30 % betragen. Der An-Gehalt unzonierter Körner liegt zwischen 42—55 %. Die seltenen Zwillinge zeigen vorwiegend das Albitgesetz.

Neben- und Übergemengteile. In einem Schliff tritt neben Strahlstein eine rhombische Hornblende auf. Sie bildet schmale, bis 1 mm lange Prismen, die gerade auslöschen. Querschnitte zeigen eine auffallend gute kristallographische Begrenzung. Diese Hornblende ist völlig farblos; $2V = -84^{0}$. Es handelt sich um eine anthophyllitische Hornblende. Selten tritt Granat auf; grössere Körner sind durch alle andern Mineralien stark gesiebt. Klinochlor ist in wenigen Schuppen mit Zwillingslamellen vorhanden, die oft verbogen sind. Ein häufiger Bestandteil dieser Amphibolite ist Prehnit, sei es, dass er als Umwandlungsprodukt aus Plagioklas auftritt, oder Haarklüfte und Spältchen ausfüllt. Apatit, Titanit, Rutil und Erz spielen nur eine ganz untergeordnete Rolle.

Neben dieser glomerogranularen Struktur finden sich auch, allerdings selten, Typen, bei denen Hornblende und Plagioklas ein gleichmässig körniges granoblastisches Gefüge bilden.

### b) Lagiger Strahlstein-Plagioklasamphibolit

Der Hauptunterschied gegenüber dem vorigen Typus besteht besonders in der texturellen Ausbildung. Die Flasern treten zurück und machen einer feinlagigen, geschichteten Anordnung Platz. Im Schliff zeigt sich, dass auch hier die Plagioklaskörner z. T. granuliert sind; die Pflaster sind aber zu dünnen Bändern ausgezogen. Diese bestehen oft auch nur aus trüben amorphen Substanzen. Basizität, Zonierung und Zersetzung der Feldspäte ist im übrigen die gleiche wie bei der flaserigen Varietät. Eine Prehnitisierung konnte hier nicht festgestellt werden. Die kleinen Hornblendeprismen sind in der Schieferebene streng parallel gestellt.

Neben dieser feinstengeligen Ausbildung erreichen häufig Plagioklas und Hornblende ein etwas grösseres Korn. Beide Komponenten bilden ein granoblastisches Gefüge mit einer ausgeprägten Schieferung.

In beiden Fällen treten oft in der körnigen Hornblendeplagioklasmasse regellos bis 2 mm grosse Porphyroblasten von Hornblende auf, die randlich ausfransen.

Von den Übergemengteilen tritt Prehnit stark zurück. Klinochlor ist stellenweise schon makroskopisch sichtbar; er ist z. T. mit Klinozoisit-Epidot lamellar verwachsen.

### *F. Strahlsteinschiefer*

Der einzige Hauptgemengteil dieser Gesteine ist Strahlstein. Die durchschnittlich 0.7 mm langen Hornblendeprismen deuten eine gute Schieferung an. Die optischen Eigenschaften dieser Hornblende sind gleich wie bei derjenigen der Strahlstein-Plagioklasamphibolite. Als Übergemengteile finden sich nur spärlich Klinochlor und Erzkörner. Diese Strahlsteinschiefer treten zusammen mit den Strahlstein-Plagioklasamphiboliten auf; grössere Mächtigkeit erreichen sie nur westlich des Val Mara bei P. 994, wo sie rostbraun anwitternde Felskuppen bilden.

### *G. Uralitgabbro*

Im Strahlstein-Plagioklasamphibolitzug, der sich vom Val Mara gegen W hinzieht, wurden nördlich der Alpe Zalto zwei Einlagerungen von Gabbrogesteinen aufgefunden.

1. Beim ersten Vorkommen handelt es sich um ein makroskopisch grünlich-weiss gesprenkeltes, kleinkörniges, vollständig massiges Gestein. Im Dünnschliff besteht es je zur Hälfte aus einer uralitischen Hornblende und aus Labrador. Die aktinolithische, farblose Hornblende bildet ein faseriges Aggregat und stellt eine Pseudomorphose dar, wobei die Umrisse des ursprünglichen Minerals, wahrscheinlich eines Pyroxens, noch deutlich erhalten geblieben sind. Grösse 0.8:1 mm. Pyroxenrelikte sind keine mehr vorhanden. Die ehemalige Korngrenze wird meist angedeutet durch einen dunkleren Saum, der aus einem feinen Gewirr kleinster Hornblendenädelchen besteht; dadurch wird die Abgrenzung gegen den Plagioklas unscharf. Grössere Uralitfasern zeigen oft innerhalb eines solchen Aggregatgewirres parallele Anordnung und deuten so den Beginn einer einheitlichen Kornbildung an. Die einzelnen Hornblendefasern zeigen eine Auslöschungsschiefe von $16^0$. Der Plagioklas bildet isometrische Körner von 1:1 mm durchschnittlicher Grösse. Er ist im allgemeinen frisch und zeigt eine sehr gute polysynthetische Doppelverzwillingung nach Albit und Periklin. Die einzelnen Zwillingslamellen gehen selten durch das ganze Korn, sondern keilen meist

gegen die Mitte zu aus. Der An-Gehalt schwankt zwischen 57—61%; schwache inverse Zonierung ist häufig. Als Übergemengteile treten nur ganz untergeordnet kleine Klinozoisitkörner und Chloritschuppen auf, Prehnit findet sich in kleinen Äderchen.

2. Das zweite Vorkommen besteht aus einem mittelkörnigen, massigen Gestein von dioritischem bis gabbroidem Aussehen. Die uralitische Hornblende (ca. 40% des Gesteins) zeigt im wesentlichen die gleiche Ausbildung wie beim obigen Gestein. Auch hier sind die Umrisse des ursprünglichen Minerals erhalten; dieses wird dann fast immer von einem Kranz kleiner Granatkörner umgeben. Die Plagioklaskörner zeigen teilweise Anzeichen eines beginnenden Kornzerfalles, wie er bei den Strahlstein-Plagioklasamphiboliten typisch in Erscheinung tritt. Der Plagioklas ist ziemlich stark getrübt durch Serizit und trübe Substanz, die von Klinozoisit aufgezehrt wird. Der An-Gehalt beträgt 40—45%. Klinochlor ist häufig in kleinen Schuppen vorhanden, Erz nur in geringen Spuren.

Solche Gesteine, wie die beiden oben beschriebenen Uralitgabbros, sind für die genetische Deutung der Amphibolite von grosser Wichtigkeit. Sie kommen echten basischen Eruptivgesteinen sehr nahe. Eine erste Veränderung haben sie erfahren, indem sich der Pyroxen in eine uralitische Hornblende umgewandelt hat. Obschon die ursprünglichen dunklen Gemengteile nicht mehr erhalten sind, haben doch die Pseudomorphosen nach denselben ihre Umrisse und Verteilung vollständig beibehalten. Durch weiter fortschreitende Metamorphose dürften diese Uralitgabbros zu den Strahlstein-Plagioklasamphiboliten überleiten. Schon der zweite erwähnte Typus der Gabbrogesteine zeigt Anzeichen, besonders was den Plagioklas betrifft, die nach dieser Richtung deuten. Ein weiteres Merkmal, das auch Spaenhauer (43) hervorgehoben hat, ist das Auftreten der aktinolithischen Hornblende. Aus den dunklen Gemengteilen der Gabbros bildet sich zuerst eine farblose bis schwach grünliche, aktinolithische Hornblende, die erst bei weiterer Metamorphose durch eine gewöhnliche, blaugrüne ersetzt wird. Die Strukturen werden dann vollständig verwischt und es lassen sich keine Schlüsse mehr auf die Herkunft ziehen. Selbstverständlich bildet vereinzeltes Auftreten von aktinolithischer Hornblende keinen Beweis für Eruptivnatur; wenn sie dagegen als grobes Pflaster auftritt, so darf wohl auf eruptive Herkunft geschlossen werden.

Aus diesen Gründen halten wir die Strahlstein-Plagioklasamphibolite für Orthogesteine, für Abkömmlinge basischer Eruptivgesteine.

### 3. Genetische Verhältnisse

Die im untersuchten Gebiet auftretenden Amphibolite sind z. T. Para-, z. T. Orthoamphibolite. Bei einigen musste die Frage, ob sie sedimentären oder eruptiven Ursprungs sind, offen gelassen werden. Da der Chemismus zur Lösung dieses Problems nicht herangezogen werden kann (STRECKEISEN, SPAENHAUER), so muss die Entscheidung über den Ursprung der Amphibolite auf andere Kriterien gestützt werden, hauptsächlich auf solche geologischer Natur, sodann auf den Gesteinscharakter, auf Mineralbestand, Textur und Struktur.

So bilden die schiefrigen Hornblende-Plagioklasamphibolite zahlreiche dünne, im Streichen weit zu verfolgende Einlagerungen in Paragneisen. Der Mineralbestand dieser Amphibolite ist ähnlich den Hornblenderandzonen der Kalksilikatlinsen, die in Biotithornfelsgneisen auftreten und sehr zahlreich im Grundgebirge des Sottoceneri angetroffen werden. Diese Linsen stellen Dolomit-Kalkanreicherungen in sandig-tonigen Sedimenten dar. Der Dolomitgehalt bedingt die Hornblendebildung. BÄCHLIN hat diese Gebilde eingehend beschrieben. Aus den obigen Analogiegründen dürfen wohl diese Amphibolite als metamorphe Mergellagen in tonigen Sedimenten aufgefasst werden.

Zahlreiche Amphibolite lagen wahrscheinlich ursprünglich im Paläozoikum oder Präpaläozoikum als Gabbros vor. So vor allem die Strahlstein-Plagioklasamphibolite, die mit den Peridoditen des Val Mara und der Alpe Tevreo vergesellschaftet sind. Im Amphibolitzug des Val Mara sind noch Relikte (Uralitgabbros) erhalten geblieben, die echten Gabbros sehr nahe kommen und die z. T. auch Übergänge zu den Amphiboliten zeigen. Diese Tatsachen dürften als Beweis für die Orthonatur der Strahlstein-Plagioklasamphibolite gelten.

Bei weiter fortschreitender Metamorphose geht die aktinolithische Hornblende in eine bläulichgrüne über, der basische Plagioklas wird durch Oligoklas-Andesin ersetzt; der überschüssige Kalkgehalt blieb zunächst als trübe wolkige Massen (Saussurit) zurück und wurde später zur Zoisit-Epidotbildung verbraucht. Die ursprüngliche Struktur hat sich dabei immer mehr verwischt. Auf einer solchen Stufe stehen z. B. die Saussuritamphibolite des Camoghè. Obwohl direkte Beweise für den eruptiven Ursprung fehlen, so macht doch der ganze Gesteinscharakter viel eher den Eindruck von Ortho- als von Paraamphiboliten. Die Entstehungsgeschichte der Epidotamphibolite mit

Granatschlieren ist insofern noch komplizierter, als wahrscheinlich vom basischen Magma, das in eine Sedimentserie eingedrungen ist, einzelne Kalklagen aufgenommen wurden, aber nicht ganz resorbiert werden konnten. Diese haben dann bei späteren Dislokationsmetamorphosen, verbunden mit starker Stoffzufuhr, Anlass zu ausgiebiger Granatbildung gegeben. Ausserdem wird eine nachträgliche hydrothermale Beeinflussung zur Epidotbildung geführt haben.

Wahrscheinlich sind auch die Eklogit- und Granatamphibolite als Umwandlungsprodukte von Orthogesteinen anzusehen. Es handelt sich um vereinzelte Vorkommen. Ob sie ehemalige echte Eklogite darstellen, oder ob sie direkt aus Gabbro hervorgegangen sind, konnte nicht entschieden werden, da Übergangsglieder fehlen.

Ungelöst bleibt die Herkunft des Amphibolitzuges nördlich der Caval Drossa - Moncucco-Kette. Immerhin sind diese körnigen Hornblende-Plagioklasamphibolite ziemlich verschieden von den oben erwähnten Paraamphiboliten. Hier ist jegliche Spur eines ursprünglichen Eruptivgesteines verwischt.

## V. ULTRABASISCHE METAMORPHITE

Ultrabasische Gesteine sind nur wenig verbreitet im Sottoceneri. Bächlin (6) erwähnt Granatserpentin (allerdings nicht anstehend) 2 km NE von Arosio, und Prof. Reinhard (38) hat E Carena im Val Morobbia einige Linsen von Olivinfels und Serpentin aufgefunden. Im untersuchten Gebiet treten zwei grössere Zonen dieser ultrabasischen Gesteine auf; die eine liegt östlich der Alpe Tevreo im Val Caneggio, die andere verläuft SSW Isone vom Val Mara in SW-Richtung bis zur Alpe Zalto (1 km vom Kartenrand entfernt). Es handelt sich bei beiden Vorkommen um Gesteine, die aus Olivin, Bronzit, Diallag und Hornblende, oder deren Umwandlungsprodukte Serpentin, Uralit und Klinochlor bestehen, also um peridotitische Gesteine. Akzessorisch treten Spinell, Chromit und Magnetit auf. Die Mengenverhältnisse der einzelnen Komponenten wechseln stark. Nach dem Mineralbestand können Diallagfelse, Olivin-Diallagfelse, Hornblendefelse, Biotit-Hornblendefelse, Bronzit-Olivinfelse, Olivinfelse, Phlogopit-Olivinfelse und Serpentine unterschieden werden, die chaotisch-schlierig durcheinander gemengt und durch Übergänge miteinander verbunden sind. Eine Ausscheidung der verschiedenen Gesteinstypen auf der Karte ist schon aus diesen Gründen ausgeschlossen; zudem ist die Natur der Gesteinsart erst nach der mikroskopischen Untersuchung festzustellen.

### Das Vorkommen Val Mara-Alpe Zalto

Es handelt sich bei diesem Vorkommen um einen gegen 2 km langen, 100—300 m mächtigen Strahlsteinschiefer- und Strahlstein-Plagioklasamphibolitzug, in dem zahlreiche, z. T. grössere Linsen von ultrabasischen Gesteinen eingelagert sind. Die Zone verläuft in NE-SW Richtung und ist vom Val Mara bis zur Alpe Zalto (nicht mehr im untersuchten Gebiet) zu verfolgen, wo der Strahlstein-Plagioklasamphibolitzug an Mächtigkeit stark abnimmt und allmählich in Hornblende-Plagioklasamphibolit übergeht. Die ultrabasischen Gesteinslinsen werden dabei immer spärlicher. Im Val Mara erreichen diese basischen und ultrabasischen Gesteine die grösste Mächtigkeit (nahezu 300 m); sie sind hier auch am besten aufgeschlossen. In einem kleinen rechten Seitentälchen des Val Mara werden sie nochmals angeschnitten; die Mächtigkeit beträgt hier nur noch 150 m. Die weitere Fortsetzung der Zone gegen NE ist wegen starker Moränen- und Schuttbedeckung nicht mehr zu verfolgen. Sie scheint aber rasch auszukeilen, denn 300 m weiter NE stehen schon Misch- und Orthogneise an, von Serpentin lässt sich, auch im Schutt, nichts mehr beobachten.

Die metamorphen Ultrabasite liegen immer in Linsenform vor, stockartiges Auftreten wurde nirgends beobachtet. Diese Linsen erreichen im Val Mara Mächtigkeiten bis zu 100 m.

Der ganze Peridotit-Amphibolitzug liegt im Orthogneis, doch sind die ursprünglichen Kontakte nicht mehr erhalten. So sind z. B. am SE-Rande der Zone im Val Mara Orthogneise, Amphibolite und Serpentine durch Mylonit- und Auswalzungszonen von einander getrennt. Auch innerhalb des basischen Gesteinszuges finden sich zwischen massigen Serpentinen immer wieder stark geschieferte und verruschelte Partien. Die Pyroxenfelse erweisen sich gegen Druck widerstandsfähiger; makroskopisch zeigen sie keine Spuren einer tektonischen Beanspruchung, nur im Mikroskop kann hin und wieder eine Verbiegung des Diallags festgestellt werden.

In der nördlichsten Wasserrinne des Val Mara Talkessels, dem Valle Screvia, finden sich längs einer Überschiebungslinie nochmals Serpentinlinsen in Strahlsteinschiefern. Sie bilden das Liegende der Orthogneisüberschiebung und sind demzufolge ausserordentlich stark beansprucht worden. Auch in der weitern NE-Fortsetzung der Störungslinie sind ab und zu kleinere Serpentinvorkommen, manchmal bis fast zur Unkenntlichkeit mylonitisiert, gefunden worden.

### Das Vorkommen E der Alpe Tevreo

Im hintern Val Caneggio, am linken Talhang, erstreckt sich von der Alpe Tevreo bis westlich der Alpe Caneggio (1610 m) ein Strahlstein-Plagioklasamphibolitzug mit zahlreichen, mächtigen Linsen von Serpentin, Bronzit-Olivinfelsen und Diallagfelsen. Die ganze Ausbildung der ultrabasischen Gesteine und ihre Vergesellschaftung mit den Amphiboliten ist im wesentlichen gleich wie beim Vorkommen Val Mara - Alpe Zalto. Es handelt sich auch hier um eine gegen 2 km lange, 3—400 m mächtige Zone, die im allgemeinen in NE-SW Richtung verläuft, im E-Teil allerdings die Schlingenbildung der übrigen Gesteinszonen mitmacht.

Diese Zone verläuft von der Alpe Tevreo weg zunächst in NE Richtung, dann in östlicher, um schliesslich gegen SSE umzubiegen. Die grösste Mächtigkeit (400 m) erreicht sie im Tälchen E der Alpe Tevreo, wo sie auch am besten aufgeschlossen ist. Die SW-Fortsetzung der Zone bei der Alpe Tevreo ist recht unklar. 120 m SE der Alphütte findet sich noch ein kleiner Serpentinaufschluss, auch weiter den Hang aufwärts sind hie und da noch kleine Amphibolitaufschlüsse aufzufinden. Sonst ist der ganze Hang mit Schutt und teilweise auch Moränenmaterial bedeckt. Im Tälchen, das ca. 50 m W der Alpe verläuft, sind schon Misch- und Orthogneise anstehend. Besser verfolgbar ist die NE-Fortsetzung. Bei der Umbiegungsstelle W der Alpe Caneggio (1610 m) nimmt der Zug an Mächtigkeit stark ab; hier sind wenig mächtige Mischgneiszüge keilartig im Serpentin und Amphibolit eingelagert. Es handelt sich wahrscheinlich um hercynische oder noch ältere Verschuppungen und Überschiebungszonen. Gegen SSE verfingern sich die Amphibolite mit Ortho- und Hornfelsgneisen. Der ursprüngliche Kontakt gegen den Mischgneis, in welchem diese basische Gesteinszone auftritt, ist nicht mehr erhalten geblieben. Besonders die randlichen Partien des ganzen Vorkommens sind teilweise stark ausgewalzt und verruschelt. Infolge einer meist vorhandenen Klüftung und einer starken Zerrüttung bildet der Serpentin brüchige Felspartien, die zu mächtigen, lockeren Schutthalden Anlass geben. Diese fallen durch die braune und weisse Verwitterungsfarbe der Serpentingesteine oft schon von weitem auf.

Auf der rechten Caneggiotalseite, direkt in der Verlängerung des Tales 400 m NE der Alpe Tevreo, finden sich ganz lokal zahlreiche Blöcke von braunverwitterten Serpentin-Olivingesteinen, wie sie auf der gegenüberliegenden Talseite anstehen. Den Hang aufwärts wurden sie nur bis 1360 m festgestellt, weiter oben konnten

weder Blöcke noch Anstehendes gefunden werden. Diese Blöcke wurden wahrscheinlich von den Gletschern der südlichen Talseite dorthin geschafft und zwar in den letzten Rückzugsstadien, als nur noch die Talsohlen mit Eis ausgefüllt waren.

### Verbreitung der verschiedenen Gesteinstypen

In beiden Vorkommen finden sich dieselben ultrabasischen Gesteinstypen. Sowohl im Val Mara als auch E der Alpe Tevreo herrschen bei weitem Typen von harzburgitischer Zusammensetzung und Serpentine vor. Die monomineralischen Gesteine der Diallagfelse, Hornblendefelse und Olivinfelse treten viel seltener auf, Olivin-Diallagfels wurde nur ganz vereinzelt aufgefunden. Phlogopit-Olivinfelse konnten nicht im Anstehenden angetroffen werden, sondern nur in einem Block E vom Camoghè, also ausserhalb der Peridotitzone der Alpe Tevreo. Bronzit-Olivinfelse, Olivinfelse und Serpentine sind durch Übergänge miteinander verbunden und sind im Felde nur schwer voneinander zu trennen. Sie sind schlierenartig miteinander vermischt, einheitliche Züge können nicht ausgeschieden werden. Die Diallagfelse bilden im Vorkommen des Val Mara einen wenig mächtigen Zug (30×150 m), der in NE-SW Richtung, der allgemeinen Streichrichtung der ganzen Zone, verläuft. Er ist stellenweise von Moränen bedeckt, wird aber vom Marabach und einem rechten Nebenbach angeschnitten. Beim Peridotitvorkommen der Alpe Tevreo sind Diallagfelse seltener und zudem schlecht aufgeschlossen. Olivin-Diallagfelse sind eng verknüpft mit den Diallagfelsen. Hornblendefelse treten immer in unmittelbarer Nähe der Diallagfelse auf, erreichen aber nirgends grössere Mächtigkeit.

### Gesteinsbeschreibung

Bevor wir die einzelnen Gesteinstypen beschreiben, soll noch ein Wort zur Nomenklatur gesagt sein. Die vorliegenden ultrabasischen Gesteine sind keine primären Magmatite mehr; sie haben wenigstens die letzte — hercynische — Metamorphose, die das insubrische Gebirge erfahren hat, mitgemacht. Die Olivin-Pyroxen-Gesteine sind also zu den kristallinen Schiefern zu stellen, wir haben sie deshalb mit dem Ausdruck „Felse" bezeichnet. Ein Sammelname, wie wir ihn z. B. für die basischen Gesteine des Penninikums (Ophiolite) haben, existiert für diese metamorphen ultrabasischen Gesteine heute leider noch nicht. Die Bezeichnung Peridotite gibt ein unzutreffendes Bild, da unter Peridotit ein ganz bestimmtes nicht metamorphes Gestein (Olivingestein) verstanden wird. Wir haben des-

halb diese Gesteine unter dem Namen „ultrabasische Metamorphite" zusammengefasst.

Im folgenden wurden hinter den Gesteinsnamen in Klammern die Namen der entsprechenden nicht metamorphen Tiefengesteine angegeben.

### *A. Diallagfelse (Diallagite)*

Es sind vollständig massige Gesteine von graugrüner bis dunkelgrüner Farbe. Sie sind ausserordentlich zäh und mit dem Hammer nur schwer bearbeitbar. Im Val Mara sind sie feinkörniger (Korngrösse 2—3 mm) ausgebildet als im Tevreo-Vorkommen, wo die bis zu 1 cm grossen Diallagtafeln ein grobkörniges, richtungsloses Gefüge bilden. Die Diallagfelse treten manchmal auch durch eine typische borkige, braune Verwitterungsrinde auffällig in Erscheinung.

Der Mineralbestand ist folgender:

Hauptgemengteil: Diallag.
Nebengemengteile: uralitische Hornblende, Klinochlor, Magnetit, Magnetkies.

Der farblose Diallag macht 80—90% des Gesteins aus. Die 2—3 mm grossen Körner zeigen eine gute prismatische Spaltbarkeit, meist ist auch eine Absonderung nach (100) ausgebildet. Kristallographische Umrisse sind nie entwickelt. Die optischen Daten sind folgende: $2V = +52^0$ bis $+56^0$; $n_\gamma : c = 38^0—41^0$; $n_\gamma—n_\alpha = 0.026$. Die grossen Pyroxentafeln stossen selten direkt zusammen, sondern sind meist durch Hornblendezonen getrennt. Der Uralitfilz dringt überall in den Diallag ein und verwischt so seine Grenzen. Einzelne Diallagfelse in der Val Mara-Zone führen ziemlich reichlich Magnetkies.

Die Umwandlungsprozesse in den Diallagfelsen sind recht vielgestaltig. Aus dem Diallag können sich Hornblende, Serpentin, Klinochlor und karbonatische Substanzen bilden. Am häufigsten ist die Umwandlung in Uralit. Die grossen Diallagtafeln sind oft durchspickt von farblosen Hornblendefetzen, die alle gleich orientiert sind, indem die c-Achsen beider Mineralien parallel stehen. Infolge der verschieden grossen Auslöschungsschiefen können sie beim Drehen des Mikroskoptisches gut voneinander unterschieden werden. Am weitesten ist die Uralitisierung in den grobtexturierten Typen der Alpe Tevreo fortgeschritten; hier zeigen die grossen Diallagtafeln im Mikroskop ein Bild vollständiger Auflösung in ein uralitisches Faserwerk, das ziemlich parallel angeordnet ist. Hie und da schwimmen auch schon grössere, einheitliche Hornblendeindividuen im Pyroxen. Die optischen Daten des Uralits sind: $2V = -82^0$ bis $90^0$,

$n_\gamma : c = 14^0 - 20^0$, $n_\gamma - n_\alpha = 0.023$. Ausserdem sind diese Diallagkörner vollgespickt mit Erz. Die grobkörnige, massige Textur des Diallagfelses bleibt bei dieser Uralitisierung erhalten. Weniger weitgehend ist die Umwandlung in den Pyroxenfelsen des Val Mara. Hier sind einzelne Hornblendefetzen im Diallag eingestreut; diese sind kristallographisch gleich orientiert wie der Wirt.

Die Hornblende ihrerseits kann sich weiter in Klinochlor umwandeln. Seltener wurde eine direkte Umsetzung von Diallag in Klinochlor beobachtet, wobei sich das Diallagkorn in ein wirres Haufwerk von geradlinig begrenzten Chloritlamellen auflöst. Infolge seiner Sprödigkeit zeigt der Diallag selten undulöse Auslöschung; die mechanische Deformation äussert sich vielmehr in einer Kornzerkleinerung.

### *B. Olivin-Diallagfelse (Wehrlit)*

Hie und da weisen die Pyroxenfelse einen Gehalt von Olivin auf. Diese Gesteine haben dann ein grau-schwarz gesprenkeltes Aussehen; bis Zentimeter grosse Diallag-Individuen treten in ihnen auf. Das Mikroskop zeigt, dass der monokline Pyroxen der vorherrschende Gemengteil ist; Olivin tritt in weit geringeren Mengen auf. Meist ist der Pyroxen in grösseren Nestern angeordnet, die oft weitgehend uralitisiert sind. Der kleinkörnige Olivin umgibt diese Pyroxennester; er ist zum grössten Teil serpentinisiert. Diese Anordnung der Komponenten gibt dem Gestein das fleckige Aussehen.

Der Diallag ist nie ganz frisch; er zeigt die verschiedensten Umwandlungen. Die häufigste ist die Uralitisierung. Es sind genau die gleichen Erscheinungen, wie sie bei den Diallagfelsen beschrieben wurden. Neben dieser Umwandlung tritt nicht selten eine Serpentinisierung auf. Sie beginnt längs den Spaltrissen und löst das Korn in ein Balkenwerk von Antigorit auf. Parallel gestellte Erzschnüre deuten dann noch die ursprünglichen Spaltrisse an. An andern Stellen wieder wandelt sich der Diallag in Klinochlor um. Zahlreiche Chloritlamellen durchdringen den Pyroxenkristall, sodass schliesslich ein Haufwerk von wirr angeordneten Klinochlorschuppen entsteht. Hie und da ist auch eine Umsetzung des Diallags in karbonatische Substanz zu beobachten. Druckwirkungen äussern sich dadurch, dass Diallagkörner zerbrochen sind.

### *C. Hornblendefels (Hornblendit oder uralitischer Pyroxenit)*

In der Nähe der Diallagfelse finden sich häufig massige dunkelgrüne Gesteine, die nur aus Hornblende bestehen. Es handelt sich

um eine schwach grüne Hornblende mit deutlichem Pleochroismus $n_\gamma > n_\beta$ = hellgrünlich, $n_\alpha$ = farblos. $2V = +82^0$, $n_\gamma : c = 20^0—21^0$, $n_\gamma—n_\alpha = 0.024$; $n'_\gamma = 1.659$, $n'_\alpha = 1.635$. Nach diesen Daten zu schliessen, handelt es sich um eine cummingtonitische Hornblende. Hornblenden mit ganz ähnlichen Eigenschaften beschreibt Iwao (23) aus basischen Gesteinen in Japan.

Die Ausbildung dieser Hornblende ist körnig-stengelig (durchschnittliche Grösse 4.0:1.2 mm), wobei einzelne Prismen bis 2 cm Länge erreichen können und so dem Gestein eine heteroblastische Struktur verleihen. Kristallographische Begrenzung fehlt vollständig; die einzelnen Hornblendestengel durchdringen sich oft gegenseitig. Die Hornblende macht einen frischen Eindruck, Umwandlungserscheinungen sind nicht wahrzunehmen. Ausser einigen wenigen Klinochlorlamellen führen diese Gesteine nur noch spärlich Erz.

Trotz der massigen Textur dieser Gesteine handelt es sich wahrscheinlich nicht um ein primäres Hornblendegestein, sondern eher um einen uralitischen Pyroxenit. Die Umkristallisation ist eben so gründlich erfolgt, dass jegliche Spur von Pyroxen verwischt und nur die Struktur erhalten geblieben ist. In einigen Hornblendeindividuen finden sich einzelne Partien von faserigen Hornblendeaggregaten, die darauf hindeuten, dass die Hornblende nicht primärer Natur ist.

### *D. Biotit-Hornblendefels (Biotit-Hornblendit)*

In der Amphibolitplatte der Pizzo di Corgella-Gruppe wurde nördlich vom Kamm im obersten Teil der Wand ein Gestein geschlagen, das aus 90% Hornblende und 10% Biotit besteht. Es zeigt eine gute Schieferung, die hauptsächlich bedingt ist durch die Parallelstellung der Glimmerschuppen. Die Hornblende ist grobprismatisch ausgebildet (durchschnittliche Grösse 0.5:1.2 mm). Sie ist farblos bis lichtgrünlich mit einem Stich ins bläuliche; der Pleochroismus ist kaum merklich. Die Hornblende zeigt sowohl in der Ausbildung als auch in den optischen Eigenschaften völlige Übereinstimmung mit derjenigen der Hornblendefelse. Sie macht hier noch mehr den Eindruck eines sekundären Minerals. Die Hornblendeprismen fransen randlich oft aus; auch im Korninnern finden sich meist faserige Aggregate.

Die bis 3 mm langen Glimmerschuppen besitzen einen schwachen Pleochroismus von farblos-blassbräunlich. $n'_\gamma = 1.599$; es handelt sich also um einen magnesiareichen und eisenarmen Biotit.

Die schiefrige Textur tritt im Dünnschliff viel weniger hervor als im Handstück.

### *E. Bronzit-Olivinfels (Harzburgit)*

In diesen dunkelgrauen bis schwarzen, grün- und braungefleckten Gesteinen lassen sich oft makroskopisch gelbgrüner Olivin und braune Bronzittafeln erkennen. Die Textur ist meist vollständig massig. Der Mineralbestand schwankt zwischen folgenden Grenzen:

| | |
|---|---|
| Olivin | 10—80 % |
| Bronzit | 5—20 % |
| primäre Hornblende | 0—15 % |
| Serpentin | 10—90 % |

sekundäre Hornblende, Klinochlor, Diallag, Magnetit, Picotit, Chromit, Karbonat.

Die Bronzit-Olivinfelse sind demnach durch Übergänge mit Olivinfelsen und Serpentinen verbunden.

Der Olivin ist nie kristallographisch begrenzt, sondern bildet meist rundliche, z. T. auch unregelmässig eckige Körner. Gegen Druck ist er wenig widerstandsfähig. Die Olivinindividuen haben oft eine vollständige Zerstückelung erlitten. Hie und da sind auch nur einzelne Zonen mechanisch zerkleinert. In der feinkörnigen Mörtelmasse schwimmen noch unversehrte Olivinporphyroklasten, die eine Grösse bis zu 3 mm erreichen. Diese grössern Körner zeigen, ähnlich wie der Quarz in kataklastischen Gesteinen, undulöse Auslöschung. Die einzelnen Lamellen verschiedener Auslöschungsrichtung sind merkwürdigerweise völlig geradlinig gegeneinander abgegrenzt und erinnern an Zwillingslamellen. Dieses Verhalten des Olivins wurde schon von Becke (9) in den Peridotitvorkommen im Stubachtal beobachtet, ebenso von Preiswerk (32) in denjenigen am Geisspfad.

Der Achsenwinkel beträgt $+87^0$ bis $+88^0$, entsprechend einem Fayalithgehalt von 10%. Der Olivin zeigt oft eine auffallend gute Spaltbarkeit nach dem seitlichen Pinakoid. Schnitte senkrecht zu dieser Spaltbarkeit können auf den ersten Blick von rhombischen Pyroxenen nicht unterschieden werden; nur durch die Bestimmung der Lage der Achsenebene können sie von diesen auseinander gehalten werden. Ein gleiches Verhalten des Olivins wurde auch von Schneider (42) in den Gesteinen von der Gigestaffel südlich Andermatt beobachtet. Kleinere Olivinkörner bilden oft Einschlüsse im Pyroxen und in der Hornblende.

Der Bronzit tritt mengenmässig gegenüber Olivin stark zurück. Oft ist er schon makroskopisch in bis 2 cm grossen, braunen Spalt-

tafeln sichtbar. Im Dünnschliff bildet er farblose Körner, die manchmal einen Stich ins bräunliche zeigen. Pleochroismus ist kaum wahrnehmbar. Der Achsenwinkel beträgt $+80^0$ bis $+83^0$, entsprechend einem $FeSiO_3$-Gehalt von 10 Mol% (nach Diagramm Winchell). Kristallographische Begrenzung ist nie ausgebildet. Von den Spaltbarkeiten ist diejenige nach (110) am deutlichsten entwickelt, Spaltrisse nach (100) und (010) sind seltener. In Gesteinen, die Druckwirkungen ausgesetzt waren, stellen sich oft Absonderungsrisse im Bronzit ein; ausserdem zeigen dann diese Körner stark undulöse Auslöschung. Gegen Druck scheint der Bronzit widerstandsfähiger zu sein als der Olivin, der stellenweise schon zu kleinkörnigem Mörtel zerdrückt ist, in dem grössere Bronzitkörner mehr oder weniger stark deformiert als Porphyroklasten eingelagert sind. Wenn der Bronzit kleinkörnig ausgebildet und in Olivin eingestreut ist, kann er trotz des niedrigeren Reliefs leicht übersehen werden. Einzelne Bronzitkristalle führen hie und da unregelmässige Körner von Olivin als Einschlüsse. An wenigen grossen Tafeln konnte eine lamellare Parallelverwachsung von Bronzit und Diallag beobachtet werden.

Neben den beiden primären Hauptgemengteilen Olivin und Bronzit tritt stellenweise noch eine farblose bis hellbräunliche Hornblende mit schwachem Pleochroismus von $n_\gamma > n_\beta$ = hellbräunlich, $n_\alpha$ farblos auf. Sie ist körnig ausgebildet und zeigt oft gute rhombische Querschnitte. Sie führt zahlreiche kleine Einschlüsse von Olivin. Die optischen Daten dieser als primär anzusehenden Hornblende sind folgende: $2V = +82^0$, $n_\gamma : c = 10^0$, $n_\gamma - n_\alpha = 0.028$. Auch Hezner (22) vermutet primäre Hornblende in den Peridotiten von Loderio.

Häufiger als diese primäre Hornblende ist eine uralitische. Sie ist vorwiegend in serpentinisierten und auch ausgewalzten Partien dieser Gesteine zu finden. Teilweise ist sie stark angereichert und bildet ganze Stränge. Wo sie reichlich vorhanden ist gibt sie dem Gestein einen feinen Seidenglanz. Die optischen Daten dieser sekundären Hornblende sind: $2V = -82^0$ bis $90^0$, $n_\gamma : c = 14^0 - 20^0$, $n_\gamma - n_\alpha = 0.023$.

Ein Gemengteil, der in den meisten Gesteinen dieser Gruppe auftritt, ist Klinochlor. Grüne Blättchen und Schuppen sind oft schon makroskopisch sichtbar. Im Mikroskop ist er fast farblos mit kaum merklichem Pleochroismus von

$n_\gamma \perp$ Spaltbarkeit = hellgelblich
$n_\alpha \parallel$ Spaltbarkeit = hellgrünlich

Die unternormalen Interferenzfarben zeigen schmutzig graugelbliche Töne. Die Auslöschungsschiefe beträgt 0—6°. Der positive Achsenwinkel ist klein (5°—15°); die Doppelbrechung schwankt zwischen 0.005—0.007. Häufig ist eine gute Verzwillingung nach (001) ausgebildet. Der Klinochlor zeigt meist eine enge Verknüpfung mit Magnetit; die Chloritschuppen sind dann dichtgeschart um die Erzkörner gelagert oder sind mit diesen innig verfingert. Aber auch grosse Lamallen treten auf; sie sind stellenweise parallel gestellt und deuten eine schwache Schieferung an. Die grossen, bis 1 mm dicken Lamellenpakete lassen auf hydrothermale Beeinflussung des Gesteins schliessen.

Ein verbreiteter primärer Übergemengteil ist der braune bis braungrüne Chromspinell (Picotit), der in unregelmässigen Körnern auftritt. Er ist oft von einem opaken Chromitsaum umgeben. Grüner Pleonast tritt seltener auf.

Chromit scheint mit den Chromspinellen Übergangsglieder zu bilden. Durch Aufnahme von Chromitmolekül wird der braun durchsichtige Picotit dunkler bis opak. Die undurchsichtigen Chromitkörner zeigen beim Einschalten des Kondensors häufig einen braunroten Saum.

Die Serpentinisation dieser Bronzit-Olivinfelse ist sehr verschieden weit fortgeschritten; es finden sich Gesteine mit kaum beginnender Umwandlung bis zu solchen, bei denen die primären Gemengteile nur noch als Relikte vorliegen. Der Bronzit erweist sich dabei gegenüber der Serpentinisation viel widerstandsfähiger als der Olivin.

Die Umwandlung des Olivins in einen feinfaserigen Chrysotil beginnt meist auf Rissen und am Rande der Körner und dringt von da aus ins Innere der Kristalle vor, indem sich die charakteristische Maschenstruktur mit den zu den Risswandungen senkrecht stehenden Fasern bildet. Bei weiter fortschreitender Serpentinisierung werden auch die Maschen des Netzes mit Chrysotilfasern ausgefüllt. Diese feinen Fasern können wirr übereinander gelagert sein und ein isotropes Aggregat vortäuschen. Die ehemaligen Risse im Olivin werden durch Magnetitschnüre angedeutet. Bei der Umwandlung des Olivins in Chrysotil bildet sich zuerst ein grünliches bis bräunliches Mineral, das sich bei weiterer Serpentinisierung entfärbt, indem es feinen Erzstaub ausscheidet. Bei diesem Zwischenprodukt der Serpentinisation handelt es sich wahrscheinlich um einen eisenreichen Faserserpentin, der sich unter Abgabe von Magnetit in den farblosen Chrysotil umsetzt.

In einigen Bronzit-Olivinfelsen, besonders im Komplex der Alpe Tevreo, wurde eine Serpentinisierung des Olivins beobachtet, die von der oben beschriebenen abweicht. Die typische Maschenstruktur fehlt hier. Das Serpentinmineral ist Antigorit, der ein sperriges Gefüge von geradlinig begrenzten Leisten bildet. Diese dringen von allen Seiten in den Olivin ein und lösen das Korn in einzelne scharfbegrenzte Bruchstücke auf, oder zehren es vollständig auf und bilden ein Haufwerk von schmalen Antigoritlamellen. Hie und da wird das Olivinkorn längs den Spaltrissen angegriffen und zunächst in stengelartige Gebilde zerlegt, aus denen schliesslich Tafeln von mehr oder weniger parellel gestellten Antigoritleisten entstehen können.

Der rhombische Pyroxen wandelt sich viel schwerer in Serpentin um als Olivin. Bronzitkörner zerfallen meist in ein Gitterwerk von kleinschuppigem Antigorit längs den Spaltrissen. Einheitlicher Bastit als Umwandlungsprodukt von Bronzit wurde selten gefunden. Neben dieser Art der Umwandlung tritt in einzelnen Fällen auch eine Uralitisierung des Bronzites auf. Feinste Hornblendefasern greifen vom Rande her parallel den Spaltrissen in das Bronzitindividuum ein und zehren den ganzen Kristall zu einem parallelfaserigen Hornblendeaggregat auf. Diese feinen Uralitfasern zeigen eine maximale Auslöschung von ca. $15^0$. Mit all diesen Umwandlungen ist oft eine beträchtliche Erzausscheidung verbunden; Magnetitkörner bilden ganze Zeilen oder auch wolkenartige Anhäufungen.

Auffallend sind oft auch die verschiedenen Verwitterungsrinden. Bei den stark serpentinisierten Bronzit-Olivinfelsen ist stellenweise eine wenige Millimeter bis 1 cm dicke, weisse Oberflächenkruste ausgebildet. Das Sonderbare daran ist, dass im Mikroskop fast kein Unterschied zwischen der weissen Rinde und dem unverwitterten Gestein wahrgenommen werden kann. Die Grenze beider Zonen ist gut markiert durch einen trüben Saum. Der weisse Rand erscheint zwischen xN etwas dunkler. Schwarze Erzkörner erscheinen auf der weissen Oberfläche als feine Punkte. Der Wassergehalt ist in beiden Teilen ungefähr gleich, in der Rinde eher noch etwas grösser; es kann sich also nicht um eine Dehydratation des Serpentins handeln. Wahrscheinlich entsteht bei der Verwitterung des Serpentins Kieselsäure und Wasser, die sich als farblose Opalsubstanz überall zwischen den Serpentinfasern abgelagert hat und der äussern Schicht die weisse Farbe gibt. In olivinreichen Gesteinen ist sehr oft eine braune Verwitterungsfarbe zu beobachten. Sie ist nicht rostbraun wie bei den Hornblendegesteinen, sondern weist mehr crêmeartige Farbtöne auf. Im Dünnschliff zeigt sich, dass überall auf den serpentinisierten

Rissen des Olivins und an dessen Ränder gelbbraune limonitische Substanz angereichert ist.

Die Struktur dieser Bronzit-Olivinfelse ist körnig bis porphyrisch, indem Bronzittafeln als Einsprenglinge in einer Olivinkörnermasse auftreten. Manchmal sind auch Anzeichen einer poikilitischen Struktur vorhanden, wenn grössere Bronzitkristalle mit regellosen Olivinkörnern gesiebt sind. In stark serpentinisierten Gesteinen ist die lepidoblastische Struktur vorherrschend. Die meisten Gesteine zeigen ausserdem kataklastische Erscheinungen.

### *F. Olivinfels (Dunit)*

Olivinfelse gehören zu den wenig verbreiteten Gesteinen. Sie sind makroskopisch kaum zu unterscheiden von den harzburgitischen Typen. Auch das mikroskopische Bild weist grosse Ähnlichkeit mit jenen auf. Die Struktur ist stets ausgesprochen kataklastisch. In einem feinen Mörtel von Olivin schwimmen noch grössere primäre Hornblendekristalle, die z. T. verzwillingt sind. Die Serpentinisierung wird durch diese Kornzerkleinerung begünstigt. Nicht kataklastische Olivinfelse sind nicht mehr vorhanden. Hie und da zeigen diese serpentinisierten Olivinfelse eine ausgeprägte Schichtung. Dünne Olivin- und Serpentinschichten wechsellagern miteinander. Im Schliff zeigt sich, dass der stark zerkleinerte Olivin kompakte Züge bildet, die durch ein feines Chrysotilmaschenwerk getrennt sind. Die Hornblendeprismen sind oft parallel gestellt; ebenso sind ganze Erzzeilen in der allgemeinen Schieferungsrichtung angeordnet. Auffallend ist oft auch eine schlierenartige Verteilung der Serpentinisierung. Als Übergemengteile treten in diesen dunitischen Gesteinen Klinochlor, Magnetit, Chromit und Picotit auf. Letzterer ist häufig umgeben von Magnetit.

### *G. Serpentine*

Es sind massige, dichte Gesteine, die auf dem frischen Bruch dunkelgraue bis schwarze Farbe besitzen; meist sind sie grün- oder braungefleckt.

In diesen Gesteinen ist die Serpentinisierung so weit fortgeschritten, dass keine Relikte der ursprünglichen Mineralien mehr vorhanden sind. Da aber in den oben beschriebenen ultrabasischen Gesteinstypen die Gesetzmässigkeiten der Umwandlungsprozesse festgestellt werden konnten, kann auf Grund der sekundären Mineralien in vielen Fällen auf das Ausgangsgestein geschlossen werden. Das geht nicht mehr, wenn die Serpentine stark ausgewalzt sind.

Bei der vollständigen Umwandlung geht im allgemeinen die körnige Struktur verloren und macht einer netzartigen, faserigen oder gitterartigen Platz. Als gute Abbildungsstrukturen treten besonders solche nach Olivin (Maschenstruktur) und Pyroxen (Antigoritbalkenwerk) auf; einheitliche Bastite sind seltener. Häufige Gemengteile sind ausser Serpentin Klinochlor, Tremolit, Magnetit und Pyrit. Chrysotil findet sich auch als nachträgliche Bildung in kleinen Adern, die das Gestein durchschlagen. Die einzelnen Fasern ordnen sich enggepresst aneinander und stehen senkrecht zu den Wandungen. Klinochlorlamellen werden z. T. von Serpentinsubstanz angezehrt und in Antigoritschuppen umgewandelt.

In einem Schliff treten um Erzkörner Höfe von trüben braunen Substanzen auf, die makroskopisch als weisse rundliche Flecken in Erscheinung treten.

Als Ausgangsgesteine dieser Serpentine sind Harzburgite und Dunite anzusehen.

### *H. Phlogopit-Olivinfels (Glimmerperidotit)*

Im obersten grossen Karkessel, 500 m E vom Gipfel des Camoghè, wurde im Schutt ein Block eines Phlogopit-Olivinfelses gefunden. Dieser Block liegt in 1960 m Höhe, sodass ein Erratiker nicht in Frage kommt, da die maximale Gletscherhöhe in diesem Gebiet in ca. 1550 m Höhe liegt. Das Anstehende konnte in den schwer zugänglichen Wänden nicht festgestellt werden; es handelt sich jedenfalls um ein lokales Vorkommen, da nur ein Block aufzufinden war. Dieser Glimmerperidotit ist wahrscheinlich den Saussuritamphiboliten des Camoghè eingelagert, steht also in keinem Zusammenhang mit dem Serpentinkomplex der Alpe Tevreo.

Das dunkle Gestein ist von zahlreichen silberweissen Glimmerschuppen durchspickt, die oft zu Flächen zusammengefügt sind. Diese haben dann meist ein gesiebtes Aussehen. Die Textur ist massig. Das Mikroskop zeigt folgenden Mineralbestand:

Olivin (25 %), Phlogopit (40 %), monokliner Pyroxen (5 %), Serpentin (30 %);
Tremolit, schwarzes Erz (Magnetit, Ilmenit), Pyrit.

Der Olivin ist schon weitgehend in ein Netzwerk von feinen Antigoritlamellen umgewandelt. Der Glimmer macht ungefähr die Hälfte des Gesteins aus. Er ist farblos bis hellbräunlich mit sehr schwachem Pleochroismus und zeigt bei optisch negativem Charakter vollständige Einachsigkeit. $n'_\gamma$ 1.57; es handelt sich um einen phlogopitischen Glimmer. Mikroskopisch ist von einer flächenartigen

Anordnung nichts zu sehen. Die durchschnittlich 1 mm langen Lamellen bilden oft dicke Pakete, die wirr angeordnet und fast immer stark verbogen, z. T. auch zerbrochen sind. Die Lamellen schliessen zahlreiche rundliche Serpentinnester ein, in denen ab und zu noch Olivinrelikte zu finden sind. Parallel zu den Spaltrissen sind schmale Erzlamellen und -linsen eingeschaltet. Der monokline Pyroxen zeigt Umwandlungserscheinungen in eine faserige uralitische Hornblende. Diese wieder kann sich weiter in Serpentin umsetzen, indem sich zwischen den Fasern Antigorit bildet, bis ein mehr oder weniger parallel struiertes Aggregat entsteht. Nicht selten ist auch eine radialstrahlige Anordnung des Antigorits zu finden (Fächerantigorit, Angel (2)). Die Hornblende ist meist vollgespickt mit kleinen Olivinkörnern. Von den Erzen ist Magnetit und Ilmenit verbreitet, Pyrit ist nur selten in kleinen Körnern vorhanden.

### Kluftmineralien der ultrabasischen Gesteine

Als Kluftfüllmasse tritt öfters Prehnit auf. Er ist immer derb ausgebildet und zeigt weisse bis gelbliche Farbe. Im Dünnschliff bilden die unregelmässig begrenzten Körner ein pflasterartiges Gefüge. Er ist farblos und meist leicht getrübt; die Spaltbarkeit nach (001) ist gut. $2V$ = ca. $+60^0$. Grössere Körner zeigen die für den Prehnit typische parkettartige Auslöschung. Häufig finden sich im Prehnit ganze Büschel eines nadelförmigen Minerals, das eine Auslöschungsschiefe von ca. $20^0$ zeigt; es handelt sich wahrscheinlich um eine tremolitische Hornblende. An einer Stelle im Val Mara treten in einer Prehnitader Relikte eines stark lichtbrechenden Minerals auf, das in vielen Fällen noch die ursprünglichen rhombischen Kristallumrisse erkennen lässt. Das Mineral besitzt eine ausgeprägte Spaltbarkeit und löscht gerade aus; $2V$ ist sehr klein, der optische Charakter ist positiv. Die Doppelbrechung ist gering, die Interferenzfarben sind schwach anomal. Es dürfte sich um einen Zoisit handeln, der sich in Prehnit umwandelt. Diese Zoisitkristalle erreichen Grössen von 1.5 : 3 mm. Die Umwandlung geht meist vom Korninnern aus und löst das Mineral in einzelne Stengel auf, bis sich schliesslich ein Körnergemenge von wasserklarem Prehnit gebildet hat, der dann weiterhin eine Trübung erleidet.

Kalzit liegt in kleinen Nestern und Adern vor; Magnetkies ist mit ihm vergesellschaftet.

Am SE Rande des Serpentinkomplexes im Val Mara findet sich in einer Ruschelzone ein stark geschiefertes, bräunlichweisses Gestein, das mit kleinen Erzkörnern schwach punktiert ist und zahl-

reiche grüne Serpentinpartien aufweist. Die Rutschharnische sind mit Asbestfasern bedeckt. Im Dünnschliff zeigt sich ein feiner Mörtel von Karbonat. In dieser Körnermasse schwimmen einzelne Brucitlamellen, die oft auch zu ganzen Nestern angeordnet sind. Diese farblosen, bis 3 mm langen Lamellen sind von Karbonatkörnern stark durchlöchert. Der Brucit ist einachsig positiv und zeigt die typisch unternormalen Interferenzfarben. Die Doppelbrechung ist ca. 0.021, die Hauptzone zeigt negativen Charakter.

Asbest findet sich fast immer auf Rutschflächen, wo er z. T. bis Zentimeter dicke Überzüge von parallel gestellten Fasern bildet. Im Val Mara wurde während des Weltkrieges auf Asbest geschürft; er ist aber nirgends in abbauwürdiger Menge vorhanden [1]). In den Serpentinen der Alpe Tevreo durchschlagen zahlreiche kleine Asbestadern das Gestein. Die Fasern des Chrysotils stehen senkrecht auf den Aderwandungen.

Ebenfalls auf Rutschflächen wurden im Serpentin der Alpe Tevreo bis 10 cm mächtige schwarze Eisenerzlagen gefunden, die mit Serpentinfasern eng verwachsen sind. Die Serpentingesteine führen im allgemeinen reichlich Erz, das dann wahrscheinlich längs diesen Bewegungszogen mobilisiert wurde und sich an diesen Stellen angereichert hat. Nach der chalkographischen Untersuchung handelt es sich um Magnetit.

Eine interessante Kluftausfüllung wurde im Val Mara gefunden. Es handelt sich um ein graugrünes, leicht verwitterbares Gestein, das aus folgenden Mineralien zusammengesetzt ist: Hornblende, Klinochlor, Karbonat, Antigorit, Apatit, Magnetit.

Die Hornblende bildet mit Klinochlor und Karbonat die Hauptmasse des Gesteins. Sie ist vorwiegend kleinkörnig ausgebildet, kann aber auch in bis 3 cm langen und 1 —2 mm breiten, gut entwickelten Kristallnadeln von grünweisser Farbe auftreten. Diese nicht sehr zahlreichen Tremolitstengel sind völlig regellos im Gestein verteilt. Im Körnerpräparat zeigen sie eine Auslöschungsschiefe von 14°. Makroskopisch tritt auch der Klinochlor in dunkelgrünen Blättchen hervor. Im Dünnschliff ist er reichlich vorhanden und bildet kleine Schuppen. Grössere Lamellen sind gut verzwillingt und oft verbogen. Karbonat tritt in grossen Individuen auf, die eine gute rhomboedrische Spaltbarkeit aufweisen. Die Spaltflächen zeigen einen grünen Überzug. Im Körnerpräparat ist folgendes zu beob-

[1]) Fehlmann (14 Seite 230) erwähnt Chrysotilasbestvorkommen im Val Forgnetto SE Isone. In diesem Tal wurde kein Asbest gefunden, wohl aber im Val Mara an zahlreichen Stellen.

achten: ausser Kalzit findet sich noch ein hellgrünes, nicht pleochroitisches Mineral, das sowohl in schmalen Lamellen als auch in Spaltblättchen mit typischen rhomboedrischen Umrissen vorliegt. Seltener sind rundliche Schuppen. Diese Spaltblättchen zeigen den senkrechten Austritt einer spitzen Mittellinie; es ist $n_a$, das Mineral hat also optisch negativen Charakter. Die Doppelbrechung auf den Spalttafeln ist sehr gering. Nach diesen Daten ist auf Antigorit oder Chlorit mit viel Antigoritmolekül zu schliessen. Dieses deutet auf eine Pseudomorphosenbildung von Kalzit und Antigorit nach Dolomit, die möglicherweise so entstanden sein dürfte: das ursprüngliche Karbonat war Dolomit. Durch hydrothermale Bedingungen wurde das Magnesium des Dolomits an Kieselsäure gebunden unter Bildung von Antigorit. Durch den Entzug des Magnesiums aus dem Dolomit entstand Kalzit.

Apatit tritt in Nestern auf und zeigt gut ausgebildete Kristalle. Sie sind kurzprismatisch entwickelt mit den Flächen (1010), (10$\bar{1}$1) und (0001). Auf dem frischen Bruch ist die Farbe weiss, bei Verwitterung mehr grünlich. Magnetit bildet hie und da makroskopisch sichtbare Rhombendodekaeder.

## Genetische Verhältnisse

Die für die genetische Deutung dieser basischen und ultrabasischen Gesteine wichtigen Gesichtspunkte seien nochmals hervorgehoben:

1. Bei beiden Vorkommen handelt es sich um ca. 2 km lange, maximal 400 m mächtige Zonen, die NE-SW Richtung verlaufen; eine zusammenhängende Verbindung zwischen beiden besteht nicht. In der NE Fortsetzung dieser Zone wurden von M. Reinhard (38) bei Carena im Val Morobbia (Bl. Iorio) wenig mächtige ultrabasische Gesteinsvorkommen gefunden. Wir haben es also mit einer über 12 km langen, relativ wenig mächtigen basischen Gesteinszone zu tun, die vielfach unterbrochen ist und die vom obersten Val Capriasca bis nach Carena zieht und dort von der Iorio-Tonale-Linie abgeschnitten wird.

2. Die ultrabasischen Gesteine sind begleitet von Amphibolithen und bilden in diesen bis 100 m mächtige Linsen von Bronzit-Olivinfels, Diallagfels und Serpentin. Strahlsteinschiefer treten nur selten auf; Talk- und Chloritschiefer als randliche Umhüllungen der ultrabasischen Gesteine, wie sie z. B. im Gotthardmassiv (1) und in den Tessineralpen (17, 22, 25, 29) oft typisch ausgebildet sind, fehlen in unserem Gebiet.

3. In der ganzen Zone sind Spuren starker tektonischer Beanspruchung erkennbar. Infolgedessen sind

4. die primären Kontakte gegen das Nebengestein wohl überall verwischt.

Zur Erklärung der Entstehungsgeschichte der basischen und ultrabasischen Gesteinszone nehmen wir folgende Phasen an:

Die erste Phase umfasst die Intrusion eines basischen Magmas, deren Alter nicht festgelegt werden kann. Da die basische Gesteinssteinszone E der Alpe Tevreo in die Schlingentektonik einbezogen wurde, können wir nur sagen, dass das Magma spätestens vor oder während der hercynischen, wahrscheinlich aber schon in einer alt- oder vorpaläozoischen Orogenese eingedrungen sein muss. Der Grossteil der Gneise des Grundgebirges stellt metamorphe Produkte toniger Sedimente dar, also Absätze tieferen Meeres, Geosynklinalbildungen. In eine solche vorhercynische Geosynklinale könnte ein basisches Magma längs einer Zone lagenartig eingedrungen sein. Es erfolgte dabei wahrscheinlich eine Spaltung in einen ultrabasischen, peridotitischen Zweig, der durch Harzburgite, Dunite, Diallagite repräsentiert wird, und in einen peripherisch gelegenen Zweig, der Gesteine von gabbroidem Chemismus umfasst.

Die nächste Phase ist gekennzeichnet durch eine — voralpine - Orogenese, während welcher der basische Gesteinszug weitgehend abgeschert und verschuppt, zu Linsen ausgekeilt und teilweise auch in die Schlingenbildung einbezogen wurde. Bei der Metamorphose, während der die Sedimente zu Gneisen umgeprägt wurden, erlitten die Gabbrogesteine Umwandlungen in Strahlstein-Plagioklasamphibolite. Diese Amphibolitisierung der gabbroiden Gesteine macht es wahrscheinlich, dass auch die so eng mit diesen verbundenen Olivin- und Diallagfelse metamorphe Gesteine darstellen. Die Metamorphose hat sich wahrscheinlich auch hier in einer teilweisen Umwandlung des Pyroxens in Uralit geäussert. Die Struktur und die fast massige Textur der Olivin-Pyroxengesteine zeigen, dass sie sich während der Metamorphose in grösserer Tiefe vorgefunden haben. Eine Schieferung ist oft im Grossen erkennbar, im Mikroskop ist jedoch meist keinerlei Andeutung einer schiefrigen Textur wahrnehmbar.

In einer weiteren Phase wurden die basischen und ultrabasischen Metamorphite durch die gebirgsbildenden Vorgänge von der Tiefe allmählich in höhere Niveaus der Erdkruste versetzt. Dabei hatten diese Gesteine das Bestreben, sich der neuen Gleichgewichtslage anzupassen. Es setzten die Prozesse der Serpentinisierung

und Chloritisierung ein. Auch die Uralitisierung des Pyroxens schritt in diesem Stadium weiter fort. Die Serpentinisierung soll durch folgende Gleichungen (nach RITTMANN (39)) erklärt werden: von Olivin:

$$2\,(Mg, Fe)_2SiO_4 + 2\,H_2O = H_4Mg_3Si_2O_9 + FeO$$
Olivin + Wasser = Serpentin + Eisenerz

von Bronzit:

$$4\,(Mg, Fe)SiO_3 + 2\,H_2O = H_4Mg_3Si_2O_9 + 2\,SiO_2 + FeO$$
Bronzit + Wasser = Serpentin + Kieselsäure + Eisenerz

von Diopsid:

$$4\,(Mg, Fe)\,CaSi_2O_6 + 2\,H_2O + 4CO_2 = H_4Mg_3Si_2O_9 + 6\,SiO_2 + 4\,CaCO_3 + FeO$$
Diopsid + Wasser + Kohlensäure = Serpentin + Kieselsäure + Kalzit + Eisenerz

Bei Mangel von $CO_2$ tritt Bildung von Tremolit ein.

HESS (21), der eine grosse Zahl von Serpentinvorkommen in den Appalachen studiert hat, nimmt an, dass zur Umwandlung von Olivin in Serpentin Kieselsäure und Wasser nötig sind. Die Kieselsäure ist dabei als Restlösung bei der Erstarrung eines dunitischen Magmas aufzufassen. Das Wasser wird vom eindringenden Magma aus dem Nebengestein absorbiert. Die wässerige Orthokieselsäure reagiert dann mit dem bereits erstarrten Olivin und wandelt ihn in Serpentin um. Die Serpentinisation ist also nach HESS vorwiegend ein autometamorpher Prozess. Gegen diese Deutung kann ein Bedenken geltend gemacht werden: in einer ultrabasischen Schmelze, die an Kieselsäure untersättigt ist, wird kaum freie Kieselsäure auftreten können, denn diese würde sich mit Olivin verbinden und Enstatit bilden.

Wenn Kieselsäure zur Bildung von Serpentin vorhanden sein muss, ist es daher wahrscheinlicher, dass sie hydrothermal zugeführt wird, im Anschluss z. B. an granitische Intrusionen (DU RIETZ (34)). Da in unserem Fall keine Anzeichen einer hydrothermalen Zufuhr von Kieselsäure beobachtet werden kann, nehmen wir die Serpentinisierung des Olivins nach obiger Gleichung an.

In der letzten Phase, während der alpinen Faltung, wurde der basische Gesteinszug hauptsächlich mechanisch beansprucht. Sämtliche Gesteine zeigen die Einwirkung starker Kataklase. Zahlreiche Auswalzungs- und Ruschelzonen finden sich sowohl im Vorkommen Val Mara-Alpe Zalto als auch E der Alpe Tevreo. Im Val Mara bildet der Serpentin das Gleitmittel einer Orthogneisüberschiebung.

## VI. DIABASGAENGE

Während basische Gänge anderwärts im Grundgebirge des Sottoceneri schwarmweise auftreten, finden sie sich im untersuchten Gebiet nur sehr spärlich. Es handelt sich mit einer Ausnahme um Lagergänge, die Mächtigkeiten von wenigen Zentimetern bis einigen Metern erreichen. Es sind dunkelgraue, massige, feinkörnige Gesteine, die manchmal im Felde von dichten Hornfelsgneisen schwer unterscheidbar sind und deshalb leicht übersehen werden. Solche Lagergänge wurden an folgenden Orten gefunden: 500 m E San Antonino, am Wegeinschnitt 100 m westlich der Unterführung des Weges unter der Bahnlinie; im Bachbett des Caneggio 550 m NE von der Bachvereinigung mit der Sertena; 250 m N von den nördlichsten Hütten der Monti di Traorno am linken Talhang des Val Caneggio; 400 m S der Alpe Caneggio (1610 m). Der einzige diskordante Gang liegt E Isone in der Vedeggioschlucht. Er hat eine Mächtigkeit von 4 m und gehört wahrscheinlich zu einem ganzen Gangsystem, das in einem Tobel direkt N Isone gegen den Matro hinaufzieht (nicht mehr auf der geologischen Karte). Die Ganggesteine des schweizerischen Anteils des insubrischen Grundgebirges sollen in einer späteren Arbeit von P. Bearth, der bereits die Ganggesteine des Malcantone untersucht hat, zusammenfassend bearbeitet werden.

## VII. MYLONITE, GANGMYLONITE

Spuren tektonischer Beanspruchung finden sich in den meisten Gesteinen des untersuchten Gebietes. Sie äussern sich vor allem in der undulösen Auslöschung des Quarzes und der Verbiegung der Glimmer. Die verschiedenen Gesteinstypen reagieren verschieden auf Druckwirkungen. Im Gegensatz zu den Ortho- und Paragneisen, die fast immer Spuren der Kataklase zeigen, erweisen sich die Amphibolite als recht widerstandsfähig; bei ihnen sind kataklastische Wirkungen und Mylonitisierung seltene Erscheinungen. Die glimmerarmen Orthogneise sind im allgemeinen stark kataklastisch, bei ihnen verteilen sich die Bewegungen auf das ganze Gestein, während sie sich bei den glimmerreichen Paragneisen mehr auf einzelne Zonen und Flächen konzentrieren. Ähnliche Erscheinungen wurden schon aus andern Teilen des insubrischen Grundgebirges (6, 12) und auch aus der Silvretta (8, 43, 49) beschrieben; ich verzichte deshalb auf eine nähere Besprechung.

Von den unzähligen Mylonit- und Ruschelzonen konnten nur die wichtigsten auf der Karte angegeben werden. Besonders S der Iorio-Tonalie-Linie hat eine ausserordentlich starke Mylonitisierung der

kristallinen Schiefer stattgefunden. Kaum zwei Gesteinskomplexe zeigen zu einander normale Lagerung. Die Mylonitzonen bilden ein ganzes Netzwerk; die Gesteinspartien zwischen den einzelnen Störungslinien sind ebenfalls stark kataklastisch. Die ganze 1—2 km breite Zone war längs der bedeutenden insubrischen Verwerfung einer starken Beanspruchung ausgesetzt.

Die Zerreibung des Gesteins kann so weit gehen, dass dichte, schwarze Ultramylonite entstehen. Sie zeigen u. d. M. eine nur noch schwach aufleuchtende oder auch vollständig isotrop erscheinende Grundmasse mit zahlreichen Porphyroklasten von Plagioklas- und Quarzkörnern. Weniger fein zerriebene Partien lassen noch Züge und Schlieren von kleinsten Glimmer- und Chloritschuppen erkennen.

Die schwarzen, dichten Gesteine finden sich hie und da auch als kleine Äderchen und Gängchen in Myloniten und kataklastischen, seltener in nicht beanspruchten Gesteinen. Es handelt sich um Gangmylonite (Hammer (19)). Sie liegen zwar nicht in so ausgeprägter Form vor, wie sie z. B. Dozy (12) aus den Bergamasker Alpen und Bearth (8) aus der Silvretta erwähnt. Sie spielen nur eine ganz untergeordnete Rolle und sind ganz auf den nördlichen Teil des Gebietes beschränkt. Die pechschwarzen, dunkelbraun anwitternden Adern zeigen eine scharfe, aber keineswegs geradlinige Grenze gegen das Nebengestein. Das Material dieser Gängchen hat einen muscheligen Bruch. Schon von blossem Auge sind kleine, helle Quarzeinschlüsse in der dunklen Grundmasse zu sehen. U. d. M. lässt sich die Grundmasse nicht in einzelne Mineralien auflösen. Sie erscheint in der Durchsicht hell- bis dunkelbraun, bisweilen auch opak, zwischen xN isotrop. Häufig ist die Grundmasse von schlierigen Partien durchzogen, die an Fluidalstruktur erinnern. Als Neubildung in der Grundmasse sind Nädelchen anzusehen, die aber wegen ihrer Kleinheit nicht bestimmt werden können. Zahlreich sind die Porphyroklasten von Quarz; es sind meist stark undulös auslöschende Körner oder Häufchen von zerbrochenen Körnern. Hie und da zeigt der Quarz helle Umrandungen. Seltener sind serizitisierte Feldspatporphyroklasten vorhanden. An einzelnen Stellen konnten Übergänge von mylonitischen Gneisen zu den dunklen, dichten Gangmyloniten beobachtet werden. Das Gestein wurde teilweise zu Mehl zerrieben und vielleicht sogar geschmolzen und in die offenen Fugen hineingepresst. Die „Injektion" scheint jedoch nur ganz in der Nähe der Reibungszonen erfolgt zu sein, grössere Wanderungen,

wie sie in andern Gebieten vorgekommen sind, wurden nicht festgestellt.

Hydrothermale Lösungen haben überall die Mylonitzonen als Wege benützt; besonders häufig ist die Verquarzung dieser Schwächezonen. Pyrit findet sich in geringer Menge, z. T. in kleinen Kriställchen; selten treten auch Chlorit und Kalzit auf.

## Geologie

Das untersuchte Gebiet gehört zum insubrischen Grundgebirge. Nur der nördlichste Teil der Karte wird von der Wurzelzone der penninischen Decken eingenommen. Beide Zonen werden getrennt durch die Iorio-Tonale-Linie, eine Dislokationslinie, die vom Tonale-Pass bis zur Magadinoebene zu verfolgen ist. Es handelt sich weniger um eine Linie als vielmehr um eine 1—2 km breite Dislokationszone, die im Norden an den Tonale-Schiefern recht scharf abgrenzt und deshalb auf der Karte als Linie angegeben werden kann. Gegen Süden klingt die Störungszone im insubrischen Grundgebirge allmählich aus. Den besten Einblick in die Störungszone erhält man auf dem Weg, der von Pianezzo nach den Monti di Verona führt. Bei der Brücke über die Morobbia ist eine ausserordentlich starke Quetschzone von dunklen, nach Gleitflächen brechenden Mylonitschiefern ausgebildet. Diese Zerrüttungszone hat der Morobbia ein Stück weit den Weg vorgezeichnet; diese fliesst hier fast über 1 km in einem schnurgeraden, schluchtartigen Talstück. Die Störungszone streicht hier N 80° E und steht senkrecht. Die nördlich anschliessenden Tonaleschiefer zeigen nur am Kontakt mit der Störungszone Verfältelungen und Mylonitisierung, sonst fallen sie ziemlich ungestört steil nach N ein. Auf der Südseite geht die Quetschzone allmählich in die Biotitschiefergneise des insubrischen Gebirges über. Etwas südlich der Brücke ist eine Orthogneislinse in den schiefrigen Paragneisen eingeschaltet. Die östliche Fortsetzung dieser Hauptquetschzone wird durch eine parallel zum Haupttal verlaufende Furche angedeutet, die aber vollständig mit Moränenmaterial bedeckt ist und keine Aufschlüsse bietet. In den Bachgräben W und E von Velano ist die Iorio-Linie nochmals aufgeschlossen; sie tritt hier aber nicht so ausgeprägt in Erscheinung wie südlich von Pianezzo. Der westliche Verlauf der Dislokationslinie ist ebenfalls durch Moränen verdeckt, die bei Margnetti (Monti di Camorino) in grosser Mächtigkeit abgelagert sind. In einem Tälchen, das E Camorino in das Valle Frodda einmündet, stehen noch Hornfelsgneise des Seengebirges an; anderseits konnten auf der Terrasse von

Margnetti verschiedene kleine Aufschlüsse von Tonaleschiefern mit Amphiboliteinlagerungen aufgefunden werden, sodass also die Iorio-Tonale-Linie ziemlich genau bei Camorino in die Magadinoebene ausstreichen muss.

### a) Wurzelzone

Der auf unserer Karte liegende Teil der Wurzelzone nördlich der Iorio-Linie umfasst folgende Gesteine:

Tonale-Serie, als Ganzes betrachtet ein einheitlicher, 100 bis 200 m mächtiger Komplex, der aber im Einzelnen aus ziemlich verschiedenen Elementen zusammengesetzt ist. Die Hauptmasse besteht aus hellen und dunklen Biotit- und Muskowitschiefern. Dazu kommen graue und braune, feinkörnige Biotitgneise, oft mit kleinen, weissen Feldspataugen, Quarzite und zahlreiche, Zentimeter bis Meter mächtige Amphibolitlagen.

„Augengneis von Melirolo", ein dunkelgrauer Gneis mit 1—2 cm grossen Holoblasten von oft verzwillingtem Oligoklas-Andesin. Am Südrande des Augengneises verlaufen zahlreiche pegmatitische Lagergänge (guter Aufschluss S vom Elektrizitätswerk Val Morobbia). E Pianezzo zeigen die Augengneise eine Mächtigkeit von 50 m, gegen W erreichen sie 150 m und etwas nördlich von Margnetti verschwinden sie unter der dicken Moränenverkleisterung. Der westlichste Aufschluss dieses Augengneises liegt 100 m E vom Weg Camorino-Giubiasco. Die allgemeine Streichrichtung verläuft N 80° E bei steilem Nordfallen.

Injektionsgneise, von zahlreichen Apliten-Pegmatiten durchschwärmt. Sie sind gut aufgeschlossen am Weg von Giubiasco nach dem Elektrizitätswerk Val Morobbia.

Da die Gesteine der Wurzelzone nur am N-Rand unseres Gebietes auftreten, wurden sie petrographisch nicht bearbeitet. Die verschiedenen Gesteinstypen wurden bereits von KNOBLAUCH (38) beschrieben.

### b) Insubrische Zone

Triasvorkommen südlich der Iorio-Tonale-Linie, wie sie E Carena bis zum Passo di San Iorio sehr zahlreich auftreten, fehlen in unserem Gebiet. Nur SE Pianezzo, im geradlinigen, schluchtartigen Talstück der Morobbia, wurde in der Hauptquetschzone eine kleine Linse eines blauschwarzen, feingeschichteten Kalkes mit zahlreichen Kalzitadern aufgefunden.

Südlich der Iorio-Linie haben die Gesteine des insubrischen Grundgebirges in einer 1—2 km breiten Zone eine starke Durchbewegung erfahren. Sie sind mehr oder weniger stark mylonitisiert, verschuppt und verfältelt. Der Orthogneis ist in zahlreiche Schuppen zerlegt, die randlich oft stark brekziös ausgebildet sind, so besonders der nördliche Rand des Orthogneiszuges der Monti di Verona. Die Misch- bis Paragneise in der Morobbia-Schlucht südlich Vellano machen einen vollständig zerrütteten Eindruck, während die Paragneise südlich Camorino mehr kleingefältelt und gestaucht sind. Das Streichen und Fallen dieser Gesteinszone wechselt oft von Meter zu Meter. Unzählige Mylonitzonen, von denen nur die wichtigsten auf der Karte eingezeichnet wurden, durchsetzen das Gebirge.

Im mittleren Teil der Karte fällt eine schlingenförmige Anordnung der Gesteinsschichten auf, die besonders gut hervorgehoben wird durch den Orthogneis, der diese Umbiegung mitmacht. Diese Schlinge ist gegen E geschlossen; an der Umbiegungsstelle stehen die Schichten senkrecht, in den gegen W geöffneten Schenkeln fallen sie isoklinal $50^0$—$70^0$ gegen S. Der nördliche Schenkel wird durch einen Bruch, der zwischen der Alpe del Tiglio und den Monti della Cima verläuft, abgeschnitten. Der südliche Schenkel streicht in westlicher Richtung weiter und biegt, nach Angaben von Prof. Reinhard, am Monte Bigorio nach S um. An der Innenseite der Umbiegungsstelle sind die Misch- und Paragneise infolge des Raummangels beim Zusammenschub stark gefältelt und zusammengestaucht. Schlingenbildungen finden sich auch S und SE der Alpe Caneggio, wo die Hornfelsgneise im Streichen ziemlich unvermittelt nach S umbiegen. E der Alpe Tevreo wurden die ultrabasischen Metamorphite in die Schlingenbildung einbezogen.

Solche Schlingenbildungen sind im Grundgebirge des Sottoceneri keine Seltenheit. Sie wurden schon von Bächlin (6) im Tamarogebiet und von Prof. Reinhard an der Cima di Medeglia beobachtet. Auch in der Silvretta-Oetztaldecke wurden ähnliche Gebilde von Sander (40), Schmidegg (41), Spaenhauer (43) und Wenk (49) beschrieben.

Nördlich der Monte Bar-Kette wird die Lagerung der Gneise ruhiger. Der Giumellogneis streicht hier durchschnittlich N $80^0$ E und fällt $40^0$—$60^0$ S bis SSE. Hie und da sind im Gneiskomplex flache Falten ausgebildet.

Das insubrische Grundgebirge verdankt seine Entstehung und seine eigenartige Tektonik den paläozoischen und wahrscheinlich

auch den vorpaläozoischen Orogenesen, die mit Metamorphosen unter meso- bis katazonalen Bedingungen verbunden waren.

Die alpine Faltung hat sich nur in der Bildung von Bruch-, Überschiebungs- und Mylonitzonen geäussert. Die bedeutendste Dislokationslinie ist die insubrische Verwerfung. Sie ist, wie CORNELIUS (11) und REINHARD (38) annehmen, auf Vertikalbewegungen am Schlusse der Alpenfaltung zurückzuführen. Ob dabei die Wurzelzone auf das insubrische Hinterland aufgepresst und überschoben wurde,

Fig. 3. Kammabschnitt, ca. 1000 m ü. M., zwischen Monti della Cima und Alpe del Tiglio, von den Monti di Traorno aus gesehen. Die Störungslinie in der Mitte des Bildes wird gekennzeichnet durch eine Bachrinne. Rechts davon Orthogneisrundhöcker, links Paragneis

oder ob die insubrische Zone unterschoben wurde, steht noch nicht fest. Diese Bewegungen haben zu einer ausserordentlich starken Verwalzung des nördlichen Teiles des insubrischen Gebirges geführt.

Kleinere Störungslinien, die der alpinen Orogenese zuzuschreiben sind, konnten auf dem Kammbuckel der Alpe del Tiglio und im Val Mara beobachtet werden. Die erstgenannte Störungslinie ist nördlich von den Monti della Cima bis nördlich der Monti di Traorno auf der linken Caneggiotalseite zu verfolgen. Sie tritt morphologisch durch eine Bachrinne gut in Erscheinung. Die E-W strei-

chenden Orthogneise des Val Caneggio werden durch die als Bruch oder Verschiebung zu deutende Störungslinie abgeschnitten. Die Paragneise auf der andern Seite streichen mehr oder weniger parallel zur Bruchlinie. Der Gegensatz zwischen dem von Wiesen bedeckten Paragneiskomplex auf der einen Seite und den vom Gletscher abgehobelten Orthogneisrundhöckern auf der andern Seite kommt in Figur 3 gut zum Ausdruck.

Die Überschiebung im Val Mara tritt auf der Karte infolge der beidseitigen Diskordanzen deutlich hervor. Der nach Süden überschobene Block besteht aus einem flaserigen Biotitgneis. Am besten ist die Überschiebung im Valle Screvia, einem Seitental des Val Mara, zu beobachten. Der rechte Talhang wird hier von Strahlsteinschiefern und Serpentin gebildet, die überfahren worden und chaotisch durcheinander verruschelt sind und zu ausgiebiger Schuttbildung Anlass geben. Die Orthogneise sind an der Überschiebungsfläche z. T. stark zertrümmert. Die Schubfläche fällt mit ca. $50^0$ gegen N, weiter östlich richtet sie sich steiler auf. Im Val Forgnetto macht die Störungslinie einen Knick und verläuft dann in W-E Richtung bis ins Valle Grande, wo sie allmählich ausklingt. Westlich vom Valle Screvia biegt die Überschiebungslinie nach NW um und verläuft am rechten Talhang des Val Mara. Sie ist infolge der Schutt- und Moränenbedeckung nicht mehr gut aufgeschlossen. Im untersten Val Mara wurde nochmals eine Störungslinie beobachtet, die in der Richtung der Val Mara-Überschiebung verläuft. Eine direkte Verbindung beider Zonen konnte jedoch nicht festgestellt werden.

Lokale Mylonitzonen treten im mittleren und südlichen Teil des Gebietes noch an zahllosen Stellen auf; sie sind aber meist nur über kurze Strecken zu verfolgen. Festzuhalten ist, dass das Hauptmylonitisierungsgebiet des insubrischen Grundgebirges in einer 1—2 km breiten Zone südlich der Iorio-Tonale-Linie liegt.

## Morphologie

(Vergleiche Überdruck 1 : 50 000 Monte Ceneri und Figur 2)

Das Gebiet des Sottoceneri wurde in jüngster Zeit morphologisch einer gründlichen Bearbeitung durch Annaheim (3, 4) unterzogen. Wir beschränken uns deshelb auf die Angabe einiger Beobachtungen.

Das in NE-SW Richtung verlaufende Val d'Isone (Vedeggio) gabelt sich ca. 1 km nordöstlich von Isone in zwei Taläste, in den nördlichen des Val Caneggio und in den südlichen des Val Sertena. Unmittelbar beim Zusammenfluss der beiden Bäche ist eine epigene-

tische Schlucht ausgebildet. Die Sertena vereinigte sich früher weiter östlich mit dem Caneggiobach. Sie hat dann in interglacialer Zeit südlich davon ein neues schluchtartiges Talstück gegraben und mündet heute ca. 100 m südwestlich von der alten Vereinigung in den Caneggiobach. Der alte Flusslauf ist mit Moränenmaterial ausgefüllt.

Zwischen Val Caneggio und Val Sertena steigt gegen E ein Kamm an, der zum Camoghè (2232 m) führt, der höchsten Erhebung im Gebiete des Sottoceneri. Die südliche Begrenzung des Val Sertena und zugleich Wasserscheide gegen das Val Colla bildet die hohe, altgeformte Monte Bar-Kette, ein breiter Kammrücken, aus dem der Monte Caval Drossa (1635 m), der Monte Bar (1820 m), der Moncucco (1729 m) und der Monte Garzirola (2115 m) kuppenartig hervorragen. Die bogenförmige Wasserscheide zwischen dem Val d'Isone - Val Caneggio und der Magadinoebene - Morobbiatal ist wesentlich anders gestaltet. Im östlichen Teil wird sie auf der Aussenseite von der 1000 m tiefer fliessenden Morobbia und Maggina stark untergraben, auf der Innenseite überragt sie bei der Alpe Caneggio kaum 40 m die Talsohle des Val Caneggio (vergleiche Tafel I, Profil 1). Bei weiter rückschreitender Erosion der linken Seitenbäche der Morobbia und der Maggina würde der Oberlauf des Caneggiobaches entweder zum Val Morobbia oder zum Val Maggina abgelenkt werden. Wenig weiter westlich erreicht der gratförmige Kamm im Pizzo di Corgella die höchste Erhebung (1707 m). Dieser fällt sehr steil gegen die Tessintalung ab; der Höhenunterschied beträgt rund 1500 m. Die westliche Fortsetzung des Grates senkt sich bis zur Alpe del Tiglio auf 1000 m, von wo die Wasserscheide bis zum Monte Ceneri die Form eines runden Rückens annimmt. Auf dem im Mittel 1000 m hohen Kammrücken ragen einzelne Buckel hervor, dazwischen liegen moränenverkleisterte Senken. Der ganze Kammabschnitt stellt eine typische Rundhöckerlandschaft dar. Während jedoch Lautensach (26) die Depression zwischen Pizzo di Corgella und Monte Tamaro auf glaciale Entstehung zurückführt, kommt Annaheim auf Grund eingehender Studien im Luganerseegebiet zu ganz anderer Deutung. Er nimmt diese Senke schon präglacial durch fluviatile Erosionsarbeit herausgeformt an. Die Abdachungstäler der ehemaligen Tamaro-Bar-Kette entwässerten sich einst zur Tessintalung. Von der Cenerisenke aus hat sich später ein Flusslauf nach E rückwärts eingeschnitten, hat die nach dem Ticino fliessenden Täler der Reihe nach angezapft und die Bäche nach SW abgelenkt und so das heutige Val d'Isone herausgebildet. Auf dem Kammabschnitt westlich

der Alpe del Tiglio wären die flachen Senken als Reste der ehemaligen nach N verlaufenden Täler zu deuten, die Kammbuckel als Reste der Wasserscheiden zwischen diesen Tälern. Diese präglacial angelegte Formung wurde von einem Arm des südwärts fliessenden Tessingletschers überfahren, die Wasserscheidenreste wurden gerundet. Die Formen haben sich aber trotz der Gletscherarbeit weitgehend erhalten.

Annaheims Hypothese von der Entstehung des Val d'Isone hat trotz manchen noch ungelösten Problemen etwas für sich. Es müssen allerdings noch Detailbeobachtungen gesammelt werden, bis die ganze Frage geklärt werden kann. Im folgenden seien einige Tatsachen erwähnt, die Annaheim besonders für den Raum Isone hervorhebt.

Die Flussrinne im Val d'Isone erscheint stark nach N verschoben. Von rechts münden nur kleine unbedeutende Bachrinnen in den Vedeggio. Von links hingegen nimmt der Hauptfluss die grössern Zuflüsse der Monte Bar-Kette auf. Der Kammabschnitt westlich der Alpe del Tiglio zeigt eine auffallende Depression. Die flachen Senken in diesem Kammrücken liegen in der Fortsetzung der Abtragungstäler der Monte Bar-Kette; sie verlaufen in SE-NW Richtung, besonders typisch östlich vom Matro auf der Hochfläche der Monti della Cima und bei der Alpe del Tiglio. Die Kammbuckel sind nicht in der Fliessrichtung des Gletschers verlängert, sind also auch keine Grossrundhöcker im Sinne von Lautensach. Das deutet darauf hin, dass es nicht die Erosion des Gletschers war, welche diesen Kammlücken und -buckeln die ursprüngliche Gestaltung gab. Die Gletscherarbeit blieb auf die Bildung der Kleinformen beschränkt. Die Senken verlaufen häufig in Paragneiszügen. Bei dieser Bevorzugung des weichen Gesteinsmaterials handelt es sich um das Werk fluviatiler Selektion. Die engen Beziehungen zwischen Erosionswirkungen und Gesteinsunterlage bilden im ganzen Gebiet eine auffallende Erscheinung. Wir brauchen nur die Gebundenheit der Bäche und Tobel an die Mylonitzonen zu erwähnen. Auch der Gegensatz Para-Orthogneis findet in der Fortgestaltung seinen Ausdruck. Im Val Sertena, das zum grössten Teil im Paragneis verläuft, hat eine starke Ausräumung stattgefunden, während das im Orthogneis liegende Val Caneggio mehr schluchtartig in isoklinal gestellten Gneisen erscheint. An zahlreichen Kleinformen kann die selektive Erosion sowohl der Flüsse, als auch der Gletscher beobachtet werden (z. B. Pianascio SW Isone).

Terrassen, die Reste alter Talböden darstellen, lassen sich im Isonetal verfolgen und zu Systemen ordnen. Annaheim hat das eingehend durchgeführt, sodass wir auf seine Arbeiten verweisen können. Es sei nur festgestellt, dass die Rekonstruktion alter Talböden sehr gut in Einklang steht mit der obigen Annahme der Entstehung des Val d'Isone.

Auf der linken Tessintalseite und im Val Morobbia sind Terrassen z. T. gut ausgebildet. Es konnten folgende Systeme (nach Lautensach) beobachtet werden:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Petanetto-System in | 1150 m | durchschnittlicher | Höhe |
| Bedretto-System in | 950 m | „ | „ |
| | 800 m | „ | „ |
| | 610 m | „ | „ |
| Sobrio-System in | 390 m | „ | „ |

Am besten erhalten ist das Sobrio-System; auf ihm liegen Vigano (370 m), Margnetti (Monti di Camorino, 403 m) und Pianezza im Val Morobbia. Das Bedretto-System ist besonders auffällig im Val Morobbia entwickelt. Auf ihm liegen auf der linken Talseite die Monti di Stagno (870 m), Certara (780 m), Verona (690 m) und auf der rechten Talseite die Dörfer der Gemeinde San Antonio (950 bis 780 m). Auch weiter westlich treten die Terrassen dieses Systems unterhalb und östlich der Monti di Stabiascio gut hervor. Das Petanetto-System ist nördlich des Pizzo di Corgella im Val Morobbia zu verfolgen. Am deutlichsten tritt es an der Verflachung von Groeggia (1117 m) in Erscheinung. Weiter westlich streicht es in die Hochfläche der Monti della Cima aus.

Diluviale Bildungen. Ein Arm des mächtigen Tessingletschers überfloss die Lücke zwischen Monte Tamaro und Pizzo di Corgella und drang überall in die Täler des Vedeggio-Flussnetzes ein. Die Vergletscherung des untersuchten Gebietes stellt also eine vorwiegende Fremdvergletscherung dar. Sowohl Penck (31) als auch Annaheim (3) betonen, dass kein Gipfel des insubrischen Gebietes Karformen trägt; selbst der Camoghè (2232 m) und der Garzirola (2115 m) sollen frei von Karen sein. Dieser Ansicht können wir nicht restlos beipflichten. An der NW-Flanke des Garzirola sind 3 Stufen von halbkreisförmigen Kesseln mit flachen Böden und steilen Rückwänden ausgebildet, die sicher als Kare anzusprechen sind. Der unterste Karboden auf 1800 m ist ca. 400 m breit und zeigt hufeisenförmige Moränenwälle, die im Innern kleine Seelein bergen. Die rückwärtigen Steilhänge sind z. T. mit mächtigen Schutthalden verschüttet.

Die beiden obern Karformen sind entsprechend den untern gestaltet, nur bedeutend geringer in den Ausmassen (ca. 200 m breit). An der Camoghè-Nordseite liegen ebenfalls Karformen in deutlichster Ausprägung vor. Auch hier birgt ein Karboden in ca. 1670 m ein kleines, durch Moränen gestautes Seelein. Z. T. ist aber in diesen zirkusartigen Kesseln die Schuttbildung so ausgiebig, dass von Moränen nichts mehr zu sehen ist. Im obern Val Caneggio erstreckt sich von der obern Alp (1610 m) gegen N ein ca. 400 m langer Moränenwall eines Lokalgletschers. Aus diesen Beobachtungen ist zu schliessen, dass die höchsten Berge des insubrischen Gebietes während der letzten Eiszeit eine gewisse, sicher nicht mächtige, Eigenvergletscherung aufwiesen und während des eiszeitlichen Hochstandes vielleicht auch kleinere Zuflüsse an die Vergletscherung des Luganerseegebietes abgegeben haben. Während des Rückzuges der grossen Gletscher sind diese Eislappen rasch wieder abgeschmolzen.

Zur Ermittlung der maximalen Gletscherhöhe können zwei Methoden verwendet werden: die Bestimmung der obern Schliffgrenze und die Feststellung der höchsten Erratiker. Die obere Schliffgrenze ist, wie auch ANNAHEIM betont, im Sottoceneri im allgemeinen nicht gut zu bestimmen, da hier der Gegensatz zwischen untern, vom Gletscher geschliffenen Hängen und darüber liegenden steilen, zackigen Gipfeln fehlt. Ausserdem wird der Felsuntergrund meist überdeckt durch ein dichtes Vegetationskleid. Immerhin kann festgestellt werden, dass die Orthogneisfelsen bei der Alpetto di Screvia (südlich Isone) noch in ca. 1400 m deutliche Rundungen zeigen. Auch auf der rechten Talseite des Val Sertena, bei der Alpe Guzzala, haben die Talhänge bis 1500 m sicher glaciale Überarbeitung erfahren.

Erratiker sind im untersuchten Gebiet sehr zahlreich; unterhalb der 1200 m Kote sind sie oft stark angereichert; höher gelegene sind seltener. Es wurden folgende Funde gemacht: östlich von den Monti di Traorno ist der Kamm zwischen Val Caneggio und Sertena auf einer Verflachung in 1200 m Höhe dicht übersät mit grossen, bis 2 m hohen Erratikern; bei 1230 m liegt eine ziemlich scharfe obere Grenze. Auch auf der Hochfläche der Monti della Cima sind Erratiker sehr zahlreich. Erwähnt sei nur ein ca. 3 m hoher Block eines Pyroxenits ca. 400 m südwestlich von Stabiascio in 1000 m Höhe; er tritt sehr auffällig in Erscheinung und kann sogar von Bellinzona aus erkannt werden. Im Val Mara liegt in 1100 m ein haushoher Block ziemlich versteckt in einem dicht bewaldeten Talstück. Weiter oben wurden im grossen Talkessel Funde in 1260 und 1350 m

Höhe gemacht. Der höchst gelegene Erratiker, der beobachtet wurde, liegt in der Pizzo di Corgellagruppe östlich von P. 1577 in einer Kammeinsattelung in 1540 m. Auf Grund dieser Daten kommen wir im Raume Isone zu einer durchschnittlichen obern Gletschergrenze von 1500 m, was mit den Werten von LAUTENSACH (26) und ANNAHEIM (3) gut übereinstimmt. BÄCHLIN nimmt für das Tamarogebiet eine maximale Gletscherhöhe von nur 1300 m an, ein Betrag, der ziemlich gering erscheint. LAUTENSACH hat die obere Gletschergrenze auf der rechten Tessintalseite über der Piano di Magadino einwandfrei auf 1500 m festgestellt; im Gebiet von Isone ist sie auch in 1500 m Höhe anzunehmen. Der Gletscherstrom müsste also gegen den Tamaro zu um 200 m abgefallen sein.

Moränen finden sich im untersuchten Gebiet recht häufig. Besonders im Val Sertena bedecken mächtige Moränenablagerungen die beidseitigen Talhänge. Das Moränenmaterial stammt zum grössten Teil aus dem hintern Talabschnitt; es handelt sich um Staumoränen. Südlich Camorino und auf den Talterrassen im Val Morobbia finden sich dicke Moränenverkleisterungen. Im hintern Val Caneggio ist ein Moränenwall über 400 m zu verfolgen. Kleinere Moränenbedeckungen sind noch da und dort im untersuchten Gebiet vorhanden. Über die Ausdehnung der Moränen gibt die geologische Karte Aufschluss.

Nachdiluviale Bildungen. Nach dem Rückzug der Gletscher konnte die fluviatile Erosionsarbeit wieder voll einsetzen. Die grösseren Bäche (Morobbia, Vedeggio) haben tiefe Schluchten gegraben; aber auch kleinere Bäche haben überall ansehnliche Tobel und tiefe Kerben an den Berghängen geschaffen. Die in die Magadinoebene fliessenden Bäche erzeugten Schuttkegel. Die vom Gletscher abgeschliffenen Talhänge bedeckten sich, von wenigen Ausnahmen abgesehen, mit einer neuen Schuttdecke, die von dichter Vegetation überwachsen wurde. Grössere Schutthalden sind zahlreich am Camoghè und auf der Nordseite des Monte Garzirola. Anzeichen eines Bergsturzes lassen sich wenig östlich von der Alpe Sertena beobachten. Am Nordhang des Moncucco-Garzirola-Kammes hat sich in ca. 1700 m eine Felsmasse losgelöst; das Sturzmaterial ist heute von Vegetation dicht überwachsen; die Ausbruchsnische tritt aber noch deutlich in Erscheinung. Kleinere Bergstürze haben sich auch nördlich vom Camoghè auf der Ostseite des obern Val Caneggio ereignet.

## Zusammenfassung

Das untersuchte Gebiet bildet einen Teil des insubrischen Grundgebirges; an seinem Aufbau beteiligen sich Paragneise, Mischgneise, Orthogneise, Amphibolite, ultrabasische Gesteine und Diabasgänge.

Die Paragneise und Mischgneise mit vorwiegend Paramaterial sind die am weitesten verbreiteten Gesteine im untersuchten Gebiet. Sie sind durch kata- bis mesozonale Metamorphose aus tonigen bis sandigen Sedimenten entstanden. Die Hauptgemengteile dieser Gesteine sind Plagioklas (Oligoklas), Quarz und Biotit. Die einzelnen Gesteinstypen der Paragneise unterscheiden sich hauptsächlich in Textur und Korngrösse. Es wurden die mittelkörnigen, schiefrigen Biotit- und Zweiglimmerplagioklasgneise von den feinkörnigen hornfelsartigen Paragneisen unterschieden. In letzterem Gestein treten zahlreiche kalksilikatführende Einschlüsse auf, die meist linsenförmige Gestalt besitzen. Es sind metamorphe Produkte von kalkreichen Lagen in den tonigen Sedimenten. Ebenfalls im Hornfelsgneis finden sich oft leukokrate, konkordante Lagen, die zum Grossteil aus Albit bestehen. Sie stellen wahrscheinlich feldspatisierte Quarzitlagen in den Hornfelsgneisen dar. Vererzte Glimmerquarzite und Phyllite haben nur geringe Verbreitung. Die Mischgneise mit vorwiegend Paramaterial haben eine geringe Stoffzufuhr erfahren und besitzen körnige bis dünnflaserige Textur. Im südlichen Teil des Gebietes findet sich ein Muskowitschiefergneis, der Tonerdemineralien (Granat, Andalusit, Disthen, Staurolith) führt (Giumellogneis).

Die Orthogneise und Mischgneise mit vorwiegend Orthomaterial sind im untersuchten Gebiet nicht als metamorphe Produkte von Eruptivgesteinen aufzufassen. Nach dem geologischen Auftreten zu schliessen handelt es sich vielmehr um eine diffuse Durchtränkung der Paragneise mit aplitischen Lösungen. Dass diese verschieden stark feldspatisierten Paragneise chemisch echten granitischen Eruptivgesteinen gleichkommen können, zeigen die beiden ausgeführten Analysen.

Die sonst im insubrischen Grundgebirge des Sottoceneri seltenen Amphibolite treten im untersuchten Gebiet etwas häufiger auf. Es lassen sich verschiedene Varietäten unterscheiden: Hornblende-Plagioklasamphibolite, Granatamphibolite, Eklogitamphibolite, Epidotamphibolite mit Granatschlieren, Strahlstein-Plagioklasamphibolite und Strahlsteinschiefer. Im Strahlstein-Plagioklasamphibolitzug Val Mara-Alpe Zalto wurden zwei Einlagerungen von Uralitgabbro aufgefunden. Die Herkunft der Amphibolite konnte

nicht bei allen Vorkommen eindeutig bestimmt werden. Als sichere Orthoamphibolite können diejenigen angesehen werden, in denen magmatische Reliktstrukturen gefunden wurden, so z. B. bei den Strahlstein-Plagioklasamphiboliten, die Übergänge zum Uralitgabbro zeigen. Auch die Eklogitamphibolite und Granatamphibolite dürften Umwandlungsprodukte von magmatischen Gesteinen von gabbroidem Charakter darstellen. Sedimentäre Herkunft wird für diejenigen Amphibolite angenommen, die zahlreiche dünne Einlagerungen in Paragneisen bilden. Es handelt sich hier um metamorphe Produkte von mergeligen Sedimenten.

Ultrabasische Metamorphite wurden in zwei Vorkommen gefunden: in der Zone Val Mara-Alpe Zalto und E der Alpe Tevreo. Es handelt sich in beiden Vorkommen um Gesteine, die aus Olivin, Bronzit, Diallag und Hornblende oder deren Umwandlungsprodukten Serpentin, Uralit und Klinochlor bestehen. Nach dem Mineralbestand können Diallagfelse, Olivin-Diallagfelse, Hornblendefelse, Biotit-Hornblendefelse, Bronzit-Olivinfelse, Olivinfelse, Phlogopit-Olivinfelse und Serpentine unterschieden werden, die durch Übergänge miteinander verbunden sind. Die ultrabasischen Gesteine bilden in den Strahlstein-Plagioklasamphiboliten bis 100 m mächtige Linsen. E der Alpe Tevreo wurden sie in die Schlingenbildung einbezogen. Diese basischen und ultrabasischen Gesteine haben vorhercynisches Alter und haben die verschiedenen Metamorphosen, die unser Gebiet erfahren hat, durchgemacht.

Diabasgänge treten nur selten auf. Es handelt sich, von einer Ausnahme abgesehen, um Lagergänge.

Die alpine Gebirgsbildung hat sich hauptsächlich in der Bildung von Mylonitzonen, die das ganze Gebirge durchsetzen, geäussert. Es konnten alle Übergänge von kataklastischen Gesteinen zu Myloniten und Gangmyloniten beobachtet werden.

Das untersuchte Gebiet gehört zum insubrischen Grundgebirge. Nur der nördlichste Teil wird von der Wurzelzone der penninischen Decken eingenommen. Beide Zonen werden getrennt durch die Iorio-Tonale-Linie, eine der wichtigsten alpinen Dislokationslinien. Es handelt sich in Wirklichkeit um eine 1—2 km breite Dislokationszone, die im N an der Tonale-Serie scharf abgrenzt und die gegen S im insubrischen Gebirge allmählich ausklingt. In dieser Zone haben die kristallinen Schiefer eine ausserordentlich starke postkristalline Durchbewegung erfahren.

Der Gebirgsbau mit seiner oft komplizierten Schlingentektonik hat wahrscheinlich vorhercynisches Alter. Während der alpinen Ge-

birgsbildung blieben die alten Strukturen erhalten. Im Gneiskomplex treten lokal Verwerfungen und Überschiebungen nach S auf. Längs diesen Bewegungsflächen wurden die Gneise mylonitisiert.

Die Südalpen bilden die direkte Fortsetzung der oberostalpinen Decken; die ehemals zusammenhängenden Gebirgsteile wurden in einer spätalpinen Phase an der insubrischen Verwerfung voneinander getrennt.

Die Hypothese Annaheims von der Entstehung des Val d'Isone wurde diskutiert. Es wurde dabei festgestellt, dass manche Punkte für sie sprechen, andere wieder nicht befriedigt erklärt werden.

Reste alter Talböden sind als Terrassen weit verbreitet. Die von Lautensach für das Tessingebiet aufgestellten drei Terrassensysteme konnten festgestellt werden.

Zur Diluvialzeit drangen die Gletscher des Gotthard-Tessingebietes in das Isonegebiet vor. Ein mächtiger Gletscherarm überflutete den Kammabschnitt Tamaro-Pizzo di Corgella und drang in alle Seitentäler ein. Nach den erratischen Funden und der Bestimmung der Schliffgrenze zu schliessen, lag die maximale Gletscherhöhe im Raume Isone bei 1500 m. Die altgeformte Caval Drossa-Garzirola-Kette ragte also aus dem Eisstrom hervor. Am N-Abhang des Garzirola und des Camoghè konnten Karformen festgestellt werden, die auf eine Eigenvergletscherung der höchsten insubrischen Berge während des eiszeitlichen Hochstandes schliessen lassen. Im hintern Val Sertena und bei Camorino am Ausgange des Val Morobbia wurden mächtige Moränen abgelagert. Nach dem Rückzug der Gletscher setzte die fluviatile Erosionsarbeit wieder voll ein.

## Literaturverzeichnis


1. Ambühl, E.: Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 9 (1929), 265.
2. Angel, F.: Notizen zur Morphologie des Antigorits. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Steiermark 67 (1930), 3.
3. Annaheim, H.: Landschaftsformen des Luganerseegebietes. Geogr. Abh., 3. Reihe, H. 8 (1936).
4. — Flusswerk im Sottoceneri. Boll. Soc. ticinese scienze nat. (1936).
5. Argand, E.: Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines. Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz, N. F. 31 (1911) und Karte 64.
6. Bächlin, R.: Geologie und Petrographie des M. Tamaro-Gebietes. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 17 (1937), 1.
7. Bearth, P.: Die Ganggesteine des Malcantone. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 12 (1932), 180.
8. — Über Gangmylonite der Silvretta. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 13 (1933), 347.

9. Becke, F.: Olivinfels und Antigoritserpentin aus dem Stubachtal. Tschermaks Mineral. Mitt. 14 (1894), 271.
10. Burford, J.: Failles et Minerais du Malcantone. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 13 (1933), 435.
11. Cornelius, H. und Cornelius-Furlani, M.: Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-natw. Kl. 102 (1930), 207.
12. Dozy, J.: Die Geologie der Catena Orobica zwischen Corno Stella und Pizzo del Diavolo di Tenda. Leidsche Geol. Meded., 6. Tl., 3. H. (1935), 133.
13. — Beiträge zur Tektonik der Bergamasker Alpen. Leidsche Geol. Meded., 7. Tl., H. 1 (1935), 64.
14. Fehlmann, H.: Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges. Bern (1919), 230.
15. Gagnebin, E., Reinhard, M. und Oulianoff, N.: Text und Karte des geologischen Atlasblattes 483 St. Maurice. (1934).
16. Gramann, A.: Über die Andalusitvorkommen im rhätischen Flüela-Scalettagebiet und die Färbung der alpinen Andalusite. Diss. Zürich (1899).
17. Grubenmann, U.: Der Granatolivinfels des Gordunotales. Vierteljschr. Natf. Ges. Zürich, 53 (1908), 129.
18. Grubenmann, U. und Niggli, P.: Die Gesteinsmetamorphose. I. Teil, Berlin (1924).
19. Hammer, W.: Über Pseudotachylite in den Ostalpen. Jb. Geol. Bundesanstalt 80 (1930), 571.
20. Heim, Alb.: Geologie der Schweiz. (1918—1922).
21. Hess, H. H.: The problem of serpentinisation and the origin of certain Chrysolite Asbestos, Talc and Soapstone deposits. Econ. Geol., 28 (1933), 634.
22. Hezner, L.: Der Peridotit von Loderio. Vierteljschr. Natf. Ges. Zürich 54 (1909), 1.
23. Iwao, S.: On the optical positive colourless amphiboles in some basic xenoliths. Jap. Journ. of Geol. and Geogr., Vol. 14 (1937).
24. Kelterborn, P.: Geologische und petrographische Untersuchungen im Malcantone. Verh. Natf. Ges. Basel, 4 (1923).
25. Kündig, E.: Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen V. Calanca und Misox. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 6 (1926), 1.
26. Lautensach, H.: Die Übertiefung des Tessingebietes. Geogr. Abh., H. 1, N. F., Leipzig und Berlin (1912).
27. Niggli, P.: Gesteins- und Mineralprovinzen. Bd. I. Berlin (1923).
28. — Die Magmentypen. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 16 (1936), 335.
29. Niggli, P., Preiswerk, H. u. a.: Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 71. Liefg. (1936).
30. Novarese, V.: La Zona del Canavese e le formazioni adiacendi. Mem. descr. della carta geol. d'Italia, vol. 22 (1929).
31. Penck und Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter. (1909).
32. Preiswerk, H.: Über Dunitserpentin am Geisspfad im Oberwallis. Diss. Basel (1901).

33. Preiswerk, H. und Reinhard, M.: Geologische Übersicht über das Tessin. In Geol. Führer d. Schweiz, Fasc. 3, Basel (1934), 190.
34. Du Rietz, T.: Peridotites, serpentines and soapstones of Northern Sweden. Stockholm (1935).
35. Reinhard, M.: Universaldrehtischmethode. Basel (1931).
36. — Exkursion No. 69, Bellinzona-Mte. Ceneri-Manno-Malcantone-Lugano. In Geol. Führer d. Schweiz, Fasc. 11, Basel (1934), 846.
37. — Über Gesteinsmetamorphose in den Alpen. J. v. d. Mijnbouwkundige Ver. te Delft (1935).
38. Reinhard, M. und Knoblauch, P.: Text und Karte des geologischen Atlasblattes 516 Iorio (1939).
39. Rittmann, A.: Gesteine von Kellang und Manipa. Amsterdam (1931).
40. Sander, B.: Erläuterungen zur geologischen Karte Meran-Brixen. Schlernschriften 16, Innsbruck (1929).
41. Schmidegg, O.: Neue Ergebnisse in den südlichen Oetztaleralpen. Verh. Geol. Bundesanstalt Wien, Jahrg. 1933, No. 5, 83.
42. Schneider, A.: Der Diallag-Peridotit und seine Umwandlungsprodukte auf Gigestaffel südlich Andermatt. Diss. Zürich (1912).
43. Spaenhauer, F.: Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe (Graubünden). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 12 (1932), 27.
44. Staub, R.: Der Bau der Alpen. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 53 (1924).
45. Streckeisen, A.: Geologie und Petrographie der Flüela-Gruppe (Graubünden). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 8 (1928), 87.
46. Studer, B.: Geologie der Schweiz. 2. Bd., Bern und Zürich (1851).
47. Taramelli, T.: Il cantone Ticino meridionale ed i paesi finitimi. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 1. F., vol. 17 (1880).
48. — I tre laghi. Milano (1903).
49. Wenk, E.: Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins (Graubünden). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 14 (1934), 196.
50. Winchell, A.: Elements of optical Mineralogy. London (1933).

## Curriculum vitae

Ich, August Spicher, von Basel, wurde am 4. Oktober 1914 als Sohn des Polizeibeamten Heribert Spicher und seiner Gattin Maria, geb. Lichtinger, geboren.

Nach der Primarschule besuchte ich das mathematisch-naturwissenschaftliche Gymnasium in Basel, das ich im Frühjahr 1933 mit der Maturität abschloss. Anschliessend immatrikulierte ich mich an der philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Basel. Nach allgemein naturwissenschaftlichen Studien begann ich im Frühjahr 1937 die vorliegende Arbeit unter der Leitung von Herrn Professor M. Reinhard.

Ich besuchte die Vorlesungen und Übungen folgender Herren Dozenten:

M. Reinhard, A. Buxtorf, G. Senn, A. Portmann, A. Ostrowski, F. Jäger, J. Cadisch, M. Geiger, E. Handschin, R. Geigy, O. Spiess, P. Vosseler, A. Rittmann, M. Reichel, L. Vonderschmitt, P. Bearth, H. Hediger.

Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. XX, Heft I, 1940

# Geologische Karte und Profile des obern Val d'Isone (südliches Tessin)

**Aufgenommen von A. Spicher 1937—1938**

Masstab 1 : 25 000

## Legende

### Quartär

- Bachschuttkegel
- Gehängeschutt
- Moränen

### Wurzel-Zone, nördlich der Iorio-Tonale Linie

- Injektionsgneise
- „Augengneis von Melirolo" südliche Randfacies des Tonalits
- Tonale-Schiefer

### Insubrische Zone, südlich der Iorio-Tonale Linie

**Mischgneise mit vorwiegend Orthomaterial**

- körnige oder flaserige Zweiglimmergneise, Biotitgneise, Muscovitgneise
- dieselben Hornblende führend

**Misch- bis Paragneise**

- Muscovitschiefergneis mit Tonerdesilikaten (Andalusit, Disthen, Staurolith, Granat): Giumello-Gneis
- graue und braunviolette, feinkörnige bis dichte, mylonitische Gneise, gewellt-dünnflaserig: Stabiello-Gneis
- Zweiglimmergneise, schiefrig-dünnflaserig, mit nuss- bis faustgrossen Feldspataugen
- körnige, schiefrige bis dünnflaserige Zweiglimmergneise; Karte, Profil.
- dieselben Hornblende führend

**Paragneise**

- schiefriger Biotit- und Zweiglimmerplagioklasgneis
- dichte bis feinkörnige, hornfelsartige Paragneise
- Amphiboliteinlagerungen im Hornfelsgneis
- Glimmerquarzite; Phyllite, feingeschichtet, oft gefältelt.

- Amphibolite: Hornblende-Plagioklasamphibolite, Epidot-Zoisitamphibolite, Granatamphibolite
- Strahlsteinschiefer, Strahlstein-Plagioklasamphibolite, Uralitgabbro Olivin-, Pyroxen-, Hornblendefels, Serpentin
- Diabasgänge
- Mylonitzonen
- gestauchte und gefältelte Schichten

**Abkürzungen:**

A. C. = Alpe di Caneggio
A. Te. = Alpe di Tevreo
A. Ti. = Alpe del Tiglio
C. C. = Cima di Calescio
M. Ce. = Monti di Certara
M. Ci. = Monti della Cima
M. S. = Monti di Stagno
M. T. = Monti di Traorno
M. V. = Monti di Verona
Mt. S. = Monte Segur
P. B. = Pian Baulco
P. C. = Pizzo di Corgella

Behördl. bewilligt am 23. Oktober 1940
gemäß BRB vom 3. 10. 1939